ACTA GEOLOGICA

ACADEMIAE SCIENTIARUM HUNGARICAE

REDIGIT

E. SZÁDECZKY-KARDOSS

TOMUS IV FASCICULUS 2

AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST

1956

ACTA GEOLOGICA

A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA FÖLDTANI KÖZLÖNYE

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL: BUDAPEST, V., ALKOTMÁNY UTCA 21.

Az *Acta Geologica* német, angol, francia és orosz nyelven közöl értekezéseket a földtan és a rokon tudományok köréből.

Az *Acta Geologica* változó terjedelmű füzetekben jelenik meg: több füzet alkot évenként egy kötetet.

A közlésre szánt kéziratok a következő címre küldendők:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

Ugyanerre a címre küldendő minden szerkesztőségi és kiadóhivatali levelezés.

Az *Acta Geologica* előfizetési ára kötetenként belföldre 80 forint, külföldre 110 forint. Megrendelhető a belföld számára az Akadémiai Kiadónál (Budapest, V., Alkotmány utca 21. Bankszámla 05-915-111-46), a külföld számára pedig a „Kultúra" Könyv és Hírlap Külkereskedelmi Vállalatnál (Budapest I., Fő utca 32. Bankszámla 43-790-057-181 sz.) vagy annak külföldi képviseleteinél, bizományosainál.

Die *Acta Geologica* veröffentlichen Abhandlungen aus dem Bereiche der geologischen Wissenschaften in deutscher, englischer, französischer und russischer Sprache.

Die *Acta Geologica* erscheinen in Heften wechselnden Umfanges. Mehrere Hefte bilden jährlich einen Band.

Die zur Veröffentlichung bestimmten Manuskripte sind an folgende Adresse zu senden:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

An die gleiche Anschrift ist auch jede für die Redaktion und den Verlag bestimmte Korrespondenz zu senden.

Abonnementspreis pro Band: 110 Forint. Bestellbar bei dem Buch- und Zeitungs-Aussenhandels-Unternehmen »Kultúra« (Budapest, I., Fő utca 32. Bankkonto Nr. 43-790-057-181) oder bei dessen Auslandsvertretungen und Kommissionären.

STUDY OF THE DEUTERIUM CONTENT OF NATURAL INLAND WATERS AND VEGETABLE SAPS

By

K. CZIKE and J. FODOR

HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES, CENTRAL INSTITUTE FOR PHYSICAL RESEARCH, DEPARTMENT OF NUCLEAR PHYSICS, BUDAPEST

The elements occurring on the Earth show an isotopic composition which, according to the various investigations, has proved constant in proportion. With elements, however, in which the isotopes result in relatively great mass differences (such as e. g. hydrogen) a well-measurable shift due to various physical, chemical or biological effects, may occur in the proportion of the isotopes.

Interesting features are, in particular, revealed by investigations into the proportion H/D. The fact that hydrogen and its isotope, deuterium occur most of all in the waters of the Earth, prompted many authors to tackle the question of the isotopic composition of the natural waters present in the atmosphere, surface and underground of the Earth. Special attention has been attached to the research into the deuterium content of various organic and inorganic compounds as well as of the fluids in living organisms.

The natural continental fresh waters are formed by the precipitation of vapours produced by the evaporation of sea-water. The constant evaporation of the sea surface area may be considered, in essence, as a process of distillation, thus affording to make approximating calculations as to the shift of isotopic proportion brought about by fractionation.

Standard water is a mixture of water molecules of different isotopic composition. The molecules most frequently occurring are the following: H_2O^{16}, H_2O^{18}, H_2O^{17}, HDO^{16}.

The concentration of the remaining 14 kinds of molecules is altogether lower by far than that of the above mentioned ones (it is of the order of 0,01 weight per cent) [1].

In the evaporation, it is the vapour pressure of the predominant molecules HDO^{16} and H_2O^{18} which count first of all, in face of the greater vapour pressure of the molecules H_2O^{16}.

According to LEWIS and CORNISH [2] the vapour pressure of the molecules HDO^{16} amounts to the geometrical mean of the vapour pressures of the molecules H_2O^{16} and D_2O^{16}

$$P_{HDO^{16}} = (P_{H_2O^{16}} \cdot P_{D_2O^{16}})^{1/2}$$

The respective experiments furnished evidence to this assumption. K. NEUMANN and G. TOHMFOR [3] made calculations on the above conditions and found an increase of density amounting to 4,3 γ for sea-water against fresh water. Due to the more than 10 times higher concentration of the oxygen isotope, its effect upon the difference in density is by far stronger than that of the deuterium, despite the fact that the difference in vapour pressure produced by O^{18} is substantially lower ($O^{18}/O^{16} = 1 : 560$). For this reason in our experiments the isotope O^{18} is to be taken as constant.

The above authors found the difference in density between fresh water and a sample taken at a depth of 500 m from the North Atlantic to be 2,9 γ. According to measurements our sample of sea-water taken from Black Sea near Varna showed an increase of density of $+2,7\ \gamma$. Considering the approximate validity of the conditions underlying the calculations, the agreement of this result with that theoretically calculated appears to be satisfactory.

The question of an increase in the amount of deuterium as contained in various compounds and living organisms has been taken up by a number of authors [4], the majority of whom concluded to a shift in the proportion of isotopes taking place in form of an accumulation of deuterium in the course of various physical and chemical processes.

M. DOLE [5], however, maintained that this fractionation of isotopes could not be derived from physiological effects but rather from fractionation occurring in the course of purification. No experimental evidence was furnished by him in support of this assumption. Nevertheless, the above mentioned authors being aware of this source of error, reduced it in their experimental work to a minimum.

It appeared to be convenient to divide the substances in issue into two groups :

1 Vegetable saps ;

2 natural water samples of various origin.

When taking samples from Hungarian waters special attention was paid to select them according to different geological conditions. So far, a few springs of Budapest have been tested with available results (LÁNYI, ARATÓ [6]). The various forms of atmospheric moisture (such as rain and snow) have likewise been tested.

Purification of samples

Samples were purified on a somewhat modified method of EMELÉUS [7] and associates. This modification was prompted by the fact that the required degree of purity may be attained also by contracting some of the operations

hitherto applied. This afforded the reduction from one and a half days to but one day of time required for the preliminary preparation of the samples.

The sap of cellule was obtained from vegetable stuffs by way of grinding. This proved to be an adequate mean with all vegetable substances but potatoes, namely the sap of potato cellules produced by grinding could not be freed from organic impurities and, therefore, had to be salted. Salting was carried out with carefully dried sodium chloride left in the remains of the first distillation.

The water thus obtained included the deuterium content not only of the sap of cellule but also of the liquid organic substances dissolved in the sap.

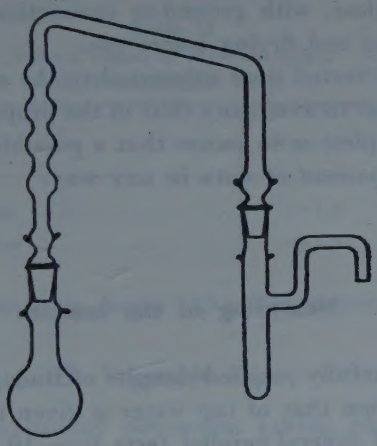

Fig. 1

Namely, the dissolved substances of solid state may be eliminated by the first distillation, whilst the liquid ones may be destroyed by oxidation following distillation, so that their deuterium content will be included, in form of an oxide of deuterium, in the sap of cellule.

Each test was carried out with some 30—40 ml of natural water and as much of vegetable substance as sufficient to give 15 ml water, an amount necessary for the purposes of measurement and possible further purifying.

Purification was achieved by the following operations :

1. Filtration, to remove suspended impurities ;

2. Distillation of sample, to remove dissolved substances ;

3. Boiling for some 2—3 hours, using a back-flow cooler, whilst adding potassium hypermanganate and a small amount of sodium peroxide. (Addition of sodium peroxide applied with accompanying oxidation serves to neutralize possibly present acids, whilst potassium hypermanganate oxidizes the organic impurities.)

4. Distillation ;
5. A second boiling, with the use of a back-flow cooler as under 3 ;
6. Distillation ;
7. Oxidation applied in a steam phase by a current of air with copper oxide at 600° C ;
8. Distillation.

Distillation was carried out in an apparatus, presented in Fig. 1, with a collector which allowed cooling with water or ice. For purposes of oxidation by copper oxide, an apparatus presented in Fig. 2 was employed. Both of them were made of Pyrex-glass, with ground-in connections ; attention was paid to their careful cleaning and drying before use.

All samples to be tested were submitted to the same treatment and then distilled to dryness, so as to avoid any shift of the proportion of isotopes during the purification of samples, or to secure that a possible shift may at least not nterfere with the comparison of data in any way.

Measuring of the samples

As a reference, carefully purified samples of Budapest tap water were used. Deviation of density from that of tap water is given in gamma units, on the basis of the average of several parallel tests ($\gamma = 10^{-6}$ units of density). The deuterium content of the samples was determined with the swimmer density-measuring method discussed in a previous paper [8]. This method afforded an accuracy of $\pm 0{,}4\ \gamma$.

After measuring, the sample was again distilled. When measuring carried out after distillation gave a result differing the limit of error from that of the previous measurement, the sample was again submitted to purification. The order of magnitude of results obtained with similar tests as available in the literature served as a basis for checking the reliability of the measurements. Namely, the greatest error committed with measurements of density was due to the insufficient removal of organic substances in general resulting in positive deviation. In case of unsatisfactory purification, this deviation may amount to even $10-20\ \gamma$.

Further errors may be caused by the change in the proportion of the isotope O^{18}. In consideration of the fact that oxidation by oxide of copper was carried out in a current of air, and not in a current of oxygen in which the proportion of isotope O^{18} was different, the isotope O^{18} had no disturbing effect on the comparison of the measuring data.

Results are summed up in Tables I and II.

Table I

Vegetable saps

a)	$\Delta\gamma \pm 0{,}4$	b)	$\Delta\gamma \pm 0{,}4$	c)	$\Delta\gamma \pm 0{,}4$
Tomato	+ 4,1	Mushroom	+ 0,8	Potato	+ 0,2
Grapes	+ 3,0	Cucumber	+ 1,0	Radish	+ 0,2
Apple	+ 2,4			Onion	+ 0,7
Spinach	+ 2,2				

Standard : Budapest tap water, density 15,5 γ. Temperature of measurement 22,1° C.

Table II

Natural waters of different origin

a) Precipitation water

	$\Delta\gamma \pm 0{,}4$
Rain	— 1,4
Snow	— 1,3

Standard : Budapest tap water, density 15,5 γ. Temperature of measurement 22,1 °C

I. Vegetable saps

Increase in the amount of deuterium taking place in vegetable saps may be caused by the following factors :

a) During growth the plant takes up water through its roots to achieve photosynthesis of the organic substances. The permeability of the root-membrane may be different in relation to light water and heavy water. According to the data available in literature, however, light and heavy water will diffuse at an unchanged proportion through the root-membranes, so that no fractionation takes place [9].

b) The organism may bind hydrogen and deuterium selectively from the absorbed water, consequently, the proportion of deuterium in the cell wall may differ from that in the sap of cellule [9]. According to the data of literature, the deuterium content of the cell wall is greater [4] than that of the tap water used as a standard. Consequently, it might be expected that the amount of deuterium contained in the sap of cellule should be smaller than that in standard water. In fact, the sap of cellule shows an increase of the amount of deuterium.

c) With a number of plants, evaporation takes place on large surface areas. The ensuing fractionated distillation may result in an increase of the deuterium content of the sap of cellule [9]. This may be considered the main cause of any actually observed enrichment.

	Temperature °C	Depth m	$\Delta\gamma \pm 0{,}4$
b) River water			
Danube	—	—	0,0
c) Lake water			
Lake Balaton	—	3	0,0
Lake Fertő	—	—	+ 3,5
d) Spring waters of Budapest			
Turkish Spring at Császár Bath	26	—	+ 0,2
Mária Spring at Császár Bath	52	6,6	0,0
Spring Nr. 1 Margaret-Island	39,5	114	+ 0,2
Magda Spring, Margaret-Island	65,0	320	0,0
Central Spring Gellért Bath	45,8	—	+ 0,4
Juventus Spring Rudas Bath	44,9	43,4	0,0
e) Other Springs			
Bath Spring at Balatonfüred	13,4	2—3	+ 2,2
Csopak	13,6	—	+ 0,2
Várkút Spring at Zánka	13,6	—	+ 0,2
Kékkút	13,0	—	+ 0,7
Hévíz	42,1	120	— 1,0
Clarisse Spring at Parád	12,0	surface water	+ 0,5
Csernavölgyi Spring at Járdánháza	—	—	+ 0,8
Szerencs	20,5	—	0,0
f) Deep-borings on the Great Hungarian Plain			
Debrecen	65	1611	+ 3,0
Hajdúszoboszló	73	1090	+ 2,6
Artesian well Gabonapiac Square at Békés	—	703	+ 2,1
Artesian well Asztalos Street at Békés	40,4	730	+ 1,8
g) Mine water (inflow)			
Komló	—	—	0,0
h) Cave water			
Stalactite cave at Aggtelek	—	—	— 2,4
i) Sea-water			
Black-Sea near Varna	—	—	+ 2,7

According to the location of the parts of the plant, our experimental results may be divided into three groups. The sap of cellule in the parts evaporating on large surface areas [Table I, group *a)*] showed an increase of density corresponding to 2, 2—4 and 1 γ. The sap of cellule of the underground parts exhibited, within the error limits, but a slight change or none at all [Table I, group *c)*]. The sap of cellule of the parts growing on ground level showed a small deviation ranging from 0,8 to 1,0 γ [Table I, group *b)*].

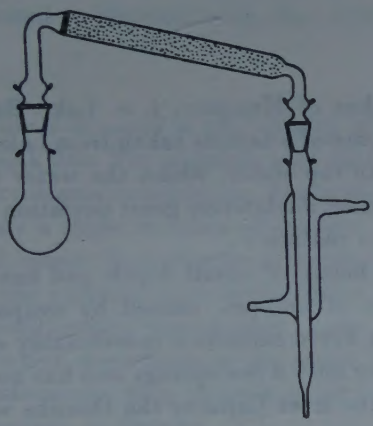

Fig. 2

II. Natural waters

a) *Precipitation water*

As the moisture content of the atmosphere round the Earth should be, presumably, ascribed to the evaporation of surface waters, this moisture can be expected to be lighter than the tap water used as a standard. In an ideal case, i. e. when the evaporation takes place in an isothermic manner, the fractions of fresh water are lighter in weight than the initial water. The same applies to sea-water. Considering, however, that sea-water contains a larger amount of deuterium (+2 γ) [1, 3, 10] the precipitate deriving from sea-water is of larger density than that originating from fresh water. As snow forms by the cooling down of atmospheric air, a density lower by several γ-s is expected.

On comparing our data with those available from the literature it became evident [1, 11] that both rain and snow contain in general a smaller amount of deuterium oxide than does standard tap water. Our data agree in order of magnitude with the respective difference in density; possible deviations may be attributed to the different origin of the samples.

b) *River water*

Tap water used as a standard and our sample taken from the Danube showed no difference, since the tap water of Csillebérc is, in essence, filtered Danube-water. This test afforded adequate evidence as to the correctness of our method of purifying water because the results obtained with purified Danube-water were in perfect agreement with those obtained with purified tap water, originally containing less impurities.

c) *Lakes*

The two largest lakes of Hungary, i. e. Lake Balaton and Lake Fertő have been tested. In the case of a sample taken from Lake Balaton, no difference was found as compared to tap water, whilst the water taken from Lake Fertő showed, much to our surprise, a relatively great deviation of 3,5 γ. This deviation may be attributed to two reasons :

a) In Lake Fertő, being of small depth and having a large evaporation surface, the fractionation of isotopes caused by evaporation will occur to a much higher extent. Lake Fertő exhibits a considerably closed character thanks to the fact that it is fed by only a few springs and has no immediate connection with the water of either the river Lajta or the Danube which, otherwise, might contribute to the equalization of the proportion of isotopes [12, 15].

b) The water of Lake Fertő contains an exceedingly large amount of organic substances, part of which will decompose even at temperatures below 100° C [12]. As the content of deuterium in organic substances is higher than that in the reference water, the amount of deuterium oxide formed by them will be present in the sample as well.

In order to decide which of the two reasons is responsible for the increase of density, the water sample was distilled under reduced pressure to prevent the organic substances from being decomposed. This test yielded evidence that out of the value of 3,5 γ 3,0 γ is due to the fractionation occurring on evaporation, whilst 0,5 γ of it is caused by the deuterium content of the decomposing organic substances. Though the water level of Lake Fertő suffered large fluctuations in the course of time (about 100 years ago it had almost dried out and has since been refilled by rivulets and precipitates) it appears that the small water depth has caused evaporation to provoke none the less a shift in the proportion of isotopes.

d) *Spring waters of Budapest*

The springs of Budapest form a geologically uniform system. The alkaline thermal waters break to surface along the so-called thermal line running under

the Gellért-Hill (and extending from the hospital garden at Tétényi-Street to Bath Pünkösdfürdő). This explains the fact that they possess identical properties. These springs are assumed to be connected with the water of the Danube as well, (e. g. the level of the Juventus Spring varies with that of the Danube) which accounts for their deuterium content being the same as that of the Danube. Our results agree with those arrived at by LÁNYI and ARATÓ in the course of examinations carried out in 1942 on the deuterium content of several spring waters of Budapest. (Of these we tested only the water of Juventus Spring at Rudas Bath and found it identical with that of the Danube).

e) *Other springs*

The medicinal springs situated in the vicinity of Lake Balaton are likewise aligning along a big break line. The carbonic acid content of the springs presumably derives from postvolcanic exhalations. The water of these springs showed, within error limits, only a slight increase of density, with the exception of the spring at Balatonfüred, where the deviation amounts to $+2{,}2\ \gamma$. This is probably due to the fact, that the carbonic acid spring water of Balatonfüred contains, unlike the other carbonic spring waters near Lake Balaton, a large amount of organic substances which decompose in the water. The larger deuterium content of the organic substances thus present in the spring water may be the cause of a greater increase of density.

The thermal spring at Héviz exhibits, due to both its temperature and composition, an essential deviation from the features of the above springs. This thermal spring represents a so-called thermal spring crater. Our sample showing a decrease in density amounting to $-1{,}0\ \gamma$ allows the assumption that the water is of volcanic origin. Namely, according to Japanese authors [13] the density of the waters of volcanic or postvolcanic origin tested by them proved to be smaller than that of ordinary water.

f) *Deep-well borings at the Great Hungarian Plain*

The water of the deep borings at Debrecen, Hajdúszoboszló, as well as of the two borings at Békés showed an increase in density amounting to 3,0, 2,6, 2,1 and 1,8 γ. As in general the deuterium content of sea-water is larger than that of fresh water, the values obtained by us permit the inference that the water of the deep borings possibly originates from primeval sea-water. A similar conclusion was arrived at by E. SZÁDECZKY-KARDOSS, in 1941 on an entirely different basis.

g) *Water gathered in mines*

The water sample of Komló was taken from the sump at the foot K, level VI field „B" of the mine. No deviation from standard density was found.

Even if it may not be of exclusively surface origin, the isotope proportion of this water does not differ from that of surface waters.

h) *Cave water*

The sample taken from the cave of Aggtelek showed the character of precipitation water. Namely, prior to taking samples larger amounts of rain-water entered the cave.

i) *Sea-water*

A sample taken from the Black Sea near Varna showed an increase of density amounting to $+2,7\ \gamma$.

SUMMARY

The proportion of deuterium and hydrogen contained in saps of vegetable cellules and in natural waters of different origin have experimentally been tested.

I. *Saps of vegetable cellules*

The saps of vegetable cellules may, on the basis of examinations be divided, according to the location of the parts of the plants tested, into three groups.

a) Plants evaporating on large areas of their surface (such as tomato, apple, grapes, spinach) showed an increase of density amounting to 2,2—4,1 γ.

b) Roots underground showed no or but slightly observable deviations in the density of their saps of cellules (potato, radish, onion). The difference did not exceed the value of $+0,7\ \gamma$.

c) The saps of cellules or parts growing at ground level showed a slight increase of density, varying in the range of 0,8—1,0 γ (cucumber, mushroom).

II. *Waters of natural origin*

From the natural waters tested, precipitation water (rain, snow) exhibited negative deviations (amounting to $-1,4 - 1,3\ \gamma$).

No deviation from the density of the reference tap water was shown by the water of the Danube, the spring waters of Budapest, the water inflow in the mine at Komló, the cave water at the stalactite cave at Aggtelek, and the water of Lake Balaton.

A decrease in density of $-1,0\ \gamma$ was found in the water of the thermal spring at Hévíz, which may found its explanation in the postvolcanic origin of this spring.

The increase of density amounting to $+2,6$, $+3,0$, $+2,1$, $+1,8\ \gamma$, respectively, observed in the waters of the deep borings at Hajdúszoboszló, Debrecen and Békés indicate a possibly primeval sea origin.

Out of the increase in density amounting to $3,5\ \gamma$, a partial increase of $3,0\ \gamma$ may be attributed to the isotope fractionation taking place in the course of evaporation, whilst a value of $0,5\ \gamma$ may be ascribed to the deuterium content of organic substances decomposing under 100°C.

The carbonic acid springs situated in the vicinity of Lake Balaton and at other places of the country showed a slight increase of density, some exceeding error limits (Csopak $+0,2$, Zánka $+0,2$, Kékkút $+0,7$, Parád $+0,5$, Járdánháza $+0,8\ \gamma$). The spring at Szerencs did not indicate any deviation. The carbonic acid spring at Balatonfüred showed an increase in density amounting to $2,2\ \gamma$ deriving from the larger deuterium content of the organic substances in a state of decomposition, contained in the water.

The sample taken from Black Sea near Varna revealed a rise in density amounting to $+2{,}7\ \gamma$.

Measurements of density were carried out at 22,1° C, by a swimmer method, at an accuracy of $\pm 0{,}4\ \gamma$.

LITERATURE

1. Riesenfeld, E. H.—Chang, F. L.: Naturwissenschaften. **24**, 616, 1936.
2. Lewis, G. N.—Cornish, R. E.: J. Am. Chem. Soc., **55**, 2616, 1933.
3. Neumann, K.—Tohmfor, G.: Z. f. Phys. Chem., A., **176**, 226, 1936.
4. Stewart: J. Am. Chem. Soc., 1422, 1934.
   Green—Voskuyl: J. Am. Chem. Soc., 1649, 1934.
   Dole, M.: J. Am. Chem. Soc., 580, 1936.
   Maillard: II. Congr. Mondial Pétrole, 2. Séct. 2, Phys. Chim. Raffinage, 169, 1937.
   Scott: Science, **79**, 565, 1934.
   Johnston: Science, **80**, 210, 1934.
   Smek—Stadler: Zprávy Ustavú Vedecký Výskúm Uhli Praze, **2**, 284, 1935.
   Keil—Ralston: Proc. Iowa Acad. Sci., **42**, 122, 1935.
   Bertram: Chem. Weekblad, **33**, 687, 1936.
   Maillard: Comp. Rendu, **203**, 804, 1936.
   Dole, M.: Science, **83**, 351, 1934.
   Scott: Science, **79**, 565, 1934.
   Smith: Science, **79**, 454, 1934.
   Washburn—Smith: Science, **79**, 188, 1934.
   Dole, M.—Gibney, R.: J. Am. Chem. Soc., **58**, 2552, 1936.
   Dole, M.: J. Chem. Phys., **2**, 337, 1934.
   J. Chem. Phys., **3**, 316, 1935.
   Salzer, F.—Bonhoeffer, K. F.: Z. f. Phys. Chem., A, **176**, 202, 1936.
   Phys. Rev., **40**, 464, 1932.
   Washburn, E. W.—Smith, E. R.: U. S. Departm. of Com. Bureau of Standards, J. of Research, **12**, 304, 1934.
   Erlenmeyer, H.—Gärtner, H.: Helv. Chim. Acta, XVII, 549, 1934.
   Okabe, K.—Titani, T.: Bull. Chem. Soc. Jap., **10**, 465, 1935.
5. Dole, M.: Science, **83**, 351, 1934.
   Erlenmeyer, H.—Gärtner, H.: Helv. Chim. Acta, XVII, 549, 1934.
6. Lányi, B.—Arató, J.: Magyar Chem. Folyóirat, **48**, 73, 1942.
7. Emeléus, H. J.—James, F. W.—King, A.—Pearson, T. G.—Purcell, R. H.—Briscoe, H. V. A.: J. Chem. Soc., 1207, 1934.
8. Czike, K.—Fodor, J.: Magyar Kémiai Folyóirat, **61**, No 12, 1955.
9. Washburn, E. W.—Smith, E. R.: Science, **79**, 188, 1934.
10. Dole, M.: J. Am. Chem. Soc., 999, 1934.
    Gilfillan: J. Am. Chem. Soc., 406, 1934.
    McKay, H. A. C.: Nature, **134**, 611, 1934.
    Werley: Trans. Proc. Roy. Soc. New Zealand, **66**, 97, 1936.
    Washburn, E. W.—Smith, E. R.: U. S. Departm. of Com. Bureau of Standards, J. of Research, **12**, 304, 1934.
11. Baroni: Monatsh. **67**, 131, 1935
    68, 193, 1936
    Alexander: Canad. J. Research, **14**, B., 47, 1936.
    Baroni: Monatsh., **65**, 386, 1935.
    Russ. Ger. Vestnik Nauki Tekh., No 9, **19**, 1935.
    Baroni: Monatsh., **71**, 128, 1937.
    Parravano: Atti X. Cong. Intern. Chim., **2**, 401, 1938.
    Pesce: Gazz. Chim. Ital., **70**, 727, 1940.
    Brodski: Acta Physicochim. U. R. S. S., **7**, 611, 1937.
    Baroni: Atti X. Cong. Intern. Chim., Rome, **2**, 110, 1938.
    Nature, **135**, 870, 1935.
12. Report of the Committee commissioned with the study of the geological and agricultural conditions of Lake Fertő, 1903.
13. Shibata—Noguchi—Kaneko: Bull. Chem. Soc. Jap., **14**, 274, 1939.
    Bradley, Ch. A.—Urey, H. C.: Phys. Rev., **40**, 989, 1932.
14. Szádeczky-Kardoss, E.: Hidrológiai Közlöny, XXI, 237, 1941.
15. Szádeczky-Kardoss, E.: Geologie der Kleinen Tiefebene, Sopron, 1938.

ИЗУЧЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ДЕЙТЕРИЯ В ЕСТЕСТВЕННЫХ ВОДАХ ВЕНГРИИ И В РАСТИТЕЛЬНЫХ СОКАХ

К. ЦИКЕ и Й ФОДОР

Резюме

В течение проведенных опытов были изучены соотношения распределения дейтерия и водорода в клеточных соках растений и в естественных водах различного происхождения.

I. Клеточные соки растений.

Клеточные соки растительного происхождения по проведенным исследованиям могут быть подразделены на три группы согласно расположению изученных частей растений:

а) Растения, выпаривающие на большой поверхности (помидор, яблоко, виноград, шпинат) показывали сгущение в 2,2 – 4,1 γ.

б) Подземные клубни в отношении густоты клеточных соков не показывают никакое или лишь едва заметное отклонение (картофель, редька, лук). Отклонение не превысило + 0,7 γ.

в) Клеточные соки растительных частей, располагающихся непосредственно на поверхности земли, показывали лишь небольшое нарастание густоты, которое колебалось от 0,8 до 1,0 γ (огурец, грибы).

II. Воды естественного происхождения.

Среди изученных естественных вод осадочные воды (дождь, снег) показывали отрицательное отклонение (– 1,4 – 1,3 γ).

Вода р. Дунай, воды источников г. Будапешт, рудничная вода г. Комло, вода собравшаяся в сталактитовой пещере с. Аггтелек, и вода озера Балатон не выявили никакого отклонения от крановой воды, использованной в качестве стандарта.

В воде горячего источника с. Хевиз было выявлено уменьшение густоты на – 1,0 γ, объяснением чего может служить ее возможное поствулканическое происхождение.

Нарастание густоты на + 2,6, + 3,0, + 2,1 и + 1,8 γ, обнаруженное в глубоких буреииях, проведенных в гг. Хайдусобосло и Дебрецен и в области Бекеш, указывает на то, что эти воды происходят из древнего моря.

Из нарастания густоты озера Фертё, равняющегося 3,5 γ, 3,0 γ, были вызваны изотопным фракционированием, происходящим в течение испарения, а 0,5 γ - содержанием дейтерия в органических веществах, разлагающихся под 100° С.

Углекислые источники окрестности озера Балатон и других местностей страны сверх предела погрешности показывают незначительное нарастание густоты (Чопак + 0,2, Занка + 0,2, Кеккут + 0,7, Парад + 0,5, Ярданхаза + 0,8 γ). Источник с. Серенч не показал отклонения. Среди углекислых источников исключением является источник курорта Балатонфюред. Обогащение источника на 2,2 γ по всей вероятности было вызвано повышенным содержанием дейтерия в первоначально разложившихся в воде органических веществах.

Проба, взятая из Черного моря вблизи г. Варна, показала сгущение на + 2,7 γ.

Измерение густоты было произведено при 22,1° С, поплавковым методом, точностью в ± 0, 4 γ.

LA REPRÉSENTATION DE LA SÉDIMENTATION, DU FACIÈS BATHYMÉTRIQUE ET DU MOUVEMENT TECTONIQUE SUR LA MÊME COUPE

Par

L. Strausz

LABORATOIRE SCIENTIFIQUE DE L'INDUSTRIE DE PÉTROLE, BUDAPEST

Vu les difficultés et les incertitudes des conclusions concernant les circonstances de la formation des dépôts il est d'une haute importance d'employer parallèlement tous les moyens de déductions, de construire les divisions des faciès sur une base unique et de se servir de toutes les possibilités du contrôle. Pour atteindre ce but on pourrait se servir avantageusement d'une classification des faciès paléohypsométrique unifiée qui permettrait d'établir un rapport numérique entre la formation du dépôt et les mouvements de l'écorce.

Dans le cas des sédiments marins la classification selon la profondeur semble être la plus évidente, quoique l'on ait pris souvent la teneur en sel comme base de classification plus élevée. Parmi les formations extra-marines une suite de sédiments fluviatiles, continentaux (subaériens) et glaciaires sur le même terrain et en même temps correspond certainement à une suite d'altitudes croissantes. Un dépôt *fluviatile* ne peut pas se former au-dessus du niveau des dépôts glaciaires, et un dépôt subaérien ne peut pas se produire non plus sur les parties émergeant éventuellement de la couverture de glace, la dénudation seule étant possible en ces lieux. Mais tandis que l'encadrement en profondeur des zones des faciès marins est assez facile, la mise en rapport numérique hypsométrique des faciès extra-marins est plus discutable.

Parmi les faciès marins on peut classer dans la *zone épinéritique* la partie de la mer bien illuminée, avec une riche flore, entre 0 et 80 mètres. Au point de vue géologique il n'est pas très justifié de distinguer une zone littorale. Sur la rive même il se forme à peine de dépôt et aussi la rive change trop vite sa place, ainsi un ensemble de couches d'une épaisseur considérable en une place ne peut être qualifié comme littoral que rarement. Sa délimitation et sa distinction parmi les formations épinéritiques ne peuvent être qu'arbitraire et incertaine. Parmi les formations épinéritiques les plus importantes se trouvent les calcaires à algues, les calcaires récifaux, les sables avec des mollusques fouillants. Dans la zone épinéritique on peut, en guise de distinction secondaire, séparer du faciès marin les formations saumâtres et euxiniques. Mais la diminution de la salure est possible aussi dans la mer plus profonde.

La *infranéritique* avec sa profondeur de 80 à 200 mètres correspond

à la plus grande partie du socle continental et ainsi elle contient la plus grande partie des sédiments marins. Il est probablement motivé d'y ranger toutes les formations marines qui ne présentent pas les indices particuliers d'une petite ou d'une très grande profondeur. C'est que cette profondeur est caractérisée par des animaux ne présentant pas des traits d'adaptation spéciaux, par contre il est plus aisé de trouver quelques preuves biologiques pour les animaux vivant dans les eaux moins ou plus profondes du voisinage. Au point de vue pétrographique et stratigraphique aussi cette zone forme le terrain des sédiments «normaux» ou de «majorité».

Récemment plusieurs auteurs sont enclins à étendre la zone bathyale au socle continental entier, c'est-à-dire jusqu'à 3000 à 4000 mètres, à l'envers de la délimitation originale de HAUG (1000 m). Mais tandis que nous trouvons des preuves pour des sédiments nombreux qu'ils se sont formés dans des eaux excédant la profondeur des eaux néritiques, on ne peut certifier tout seul que rarement la profondeur de plusieurs mille mètres. C'est pourquoi il est indiqué de diviser en deux aussi la région bathyale. Dans *la zone épibathyale* (200 à 1000 m) nous pouvons ranger un grand nombre d'argiles à Foraminifères, du Schlier, des calcaires à Ammonites et des marnes, tandis que parmi les *sédiments infrabathyales* (1000 à 4000 m) nous ne pouvons attendre plutôt que des formations à Globigérines et à Radiolaires. Pour le moment il n'est pas encore possible de faire une distinction entre les formations abyssales et infrabathyales.

Parmi les sédiments formés au-dessus du niveau de la mer on peut souvent faire la distinction entre les *dépôts des fleuves* et des *eaux douces stagnantes* (lacs, sources), mais dans un système paléohypsométrique il est tout justifié de les grouper dans la même zone et de les distinguer seulement comme des sous-classes. Les vestiges organiques des eaux courantes et non courantes sont pour la plupart les mêmes. Mais de grandes différences n'existent pas non plus parmi leurs sédiments ; des galets peuvent se déposer aussi dans les lacs.

Parmi les *formations subaériennes* les plus importantes sont les sables éoliques, que l'on ne peut reconnaître ordinairement que d'après leurs caractéristiques pétrographiques et stratigraphiques ; ils ne renferment des vestiges d'êtres anciens que rarement. Les animaux (insectes, vertébrés) et les plantes terrestres se conservent généralement dans des sédiments d'eau douce ou de mer peu profonde et non dans les sédiments subaériens. Par contre, une sorte des sédiments subaériens d'une petite étendue, mais d'une très haute importance, les remplissages de grottes, sont identifiables aussi sur la base de leur faune de vertébrés.

Les *formations glaciaires* sont relativement rares dans le passé géologique, leur interprétation comme faciès est d'ordinaire relativement facile. Mais au point de vue de la hauteur topographique de leur formation il faut faire une

distinction nette entre les glaciers des hautes montagnes et les glaciers continentaux polaires. Cette distinction peut se faire souvent sur une base paléogéographique.

En classifiant les faciès il faut également éviter les qualifications trop détaillées, de même que celles trop bâclées. Dans le premier cas la plupart des divisions reste incertaine, dans le deuxième elles deviennent facilement insignifiantes. Nous sommes d'avis qu'il est nécessaire d'omettre de notre classification des zones la zone néritique moyenne en la comprenant dans la zone épinéritique (STRAUSZ : Geologische Facieskunde. Annales Inst. Geol. Hungar. 1928). Pour l'étude des faciès il n'est pas utile, non plus, de se servir uniquement d'une seule mode d'investigation (ibid.). Pour déterminer les faciès il faut également prendre en consideration les preuves pétrographiques, stratigraphiques, paléogéographiques et paléontologiques ; c'est l'une ou l'autre, selon le cas qui permet l'identification. Mais notre tâche est surtout de fournir des diagnostics véridiques sur les conditions de chaque formation géologique. Souvent on décrit en détail les caractéristiques actuels du milieu de la formation d'un certain dépôt, mais on ne nous éclaire pas sur les raisons permettant de ranger les formations anciennes dans la zone de faciès en question. Le tableau sommaire des indices, reproduit ci-dessous, montre quelles sont les dates dont on peut se servir pour l'identification des faciès (extrait d'un ouvrage en préparation de l'auteur sur les faciès).

On se sert depuis longtemps de diagrammes pour la représentation graphique des changements de faciès survenus pendant un certain temps en un terrain donné. Selon la proposition de GÜRICH (DIENER : Grundzüge der Biostratigraphie, 1925, p. 187) les changements de faciès sont représentés de la sorte que, dans un système de coordonnés, on rapporte sur l'abscisse la durée du temps et sur l'ordonnée la profondeur de la mer. Cependant dans ces diagrammes le mouvement réel de l'écorce terrestre ne figure pas, on n'y voit que les changements de la surface indépendamment de ce que la diminution de la profondeur ait été causée par la sédimentation ou un mouvement tectonique. Dans un tel graphique les données concernant les faciès ne sont pas exprimées par des chiffres, pour la plupart; la place du faciès saumâtre est figurée plus haut que la zone marine la moins profonde (littorale), dans la direction de la rubrique de la formation des sédiments terrestres, pourtant la diminution de la salure ne signifie pas toujours une élévation du terrain.

E. VADÁSZ a développé ce mode de représentation en ajoutant au dessin l'épaisseur effectif des sédiments de chaque étage, outre les profondeurs de la mer présumées. Dans les dessins schématiques du développement des sédiments triasiques du Haut-Pays du Balaton et de la montagne Mecsek il y figure, outre l'épaisseur du sédiment, aussi son développement pétrographique, avec l'indication de la profondeur (VADÁSZ : Magyarország földtana 1953, p. 48. fig. 11, p. 61, fig. 15).

Indices et considérations	Preuves		
	certaines	probables	ne servant pas de preuves
Formations glaciaires			
pétrographiques	Fragments de pierres et cailloux polis et striés	Débris polygènes, anguleux et arrondis mélés	Fragments de pierres striées (brèches de friction)
		Distribution granulométrique inégale	
		Seulement des débris provenant du voisinage	
stratification gisement	Fond poli, strié Dépression encaissée polie	Stratification inégale	
		Position morainique	
		Varves. Plissement de compression	
paléogéographiques	Vallée en U, vallée latérale suspendue	Surcreusement du fond de la vallée	
paléontologiques		Absence de fossiles	
Dépôts subaériens			
pétrographiques	Sables arrondis à grains d'égale grosseur	Sables calcaires à grains arrondis	Fissures, rétrécissements des roches
	Galets à facettes Enduits colorés-polis	Tuf volcanique non stratifié	
stratification		Stratification entrecroisée, manque de stratification	
paléogéographiques		Inégalités de surface sans cause tectonique	
paléontologiques	Exclusivement des Mammifères terrestres et des Gastéropodes pulmonés		Plantes terrestres. Empreintes de pieds
Dépôts fluviatiles			
pétrographiques	Granulométrie avec courbe à deux culminations (*Szádeczky*, Mitt. Bergm. Abt. Univ. Sopron, 1938, p. 7—8)	Sables à peine arrondis. Dans les charbons débris huminiques, beaucoup de cendres	
stratification	Stratification sous forme de lentilles-canaux	Stratification entrecroisée orientée	
paléogéographiques		Terraces. Stratification deltaïque	
paléontologiques		Fossiles d'eau douce, ou d'eau douce et terrestres	

Indices et considérations	Preuves		
	certaines	probables	ne servant pas de preuves
Dépôts lacustres			
pétrographiques	Travertin Pisolithe	Calcaire à Chara Quartzite rayée, caverneuse	Gypse, sel gemme
stratification		Stratification régulière	
paléogéographiques		Occurence en taches isolées seulement	
paléontologiques	Algues d'eau douce	Absence de fossiles Fossiles d'eau douce et terrestres mêlés Traces de pieds d'animaux terrestres sans vestiges marins	
Sédiments littoraux			
pétrographiques	Détritus grossier, à grains fortement arrondis, de grosseur égale	Détritus grossier	
stratification	Connexion avec un niveau d'abrasion		Stratification entrecroisée, ripplemarks, écaillosité
paléogéographiques	Zone frontière entre les terrains à développement marin et à eau douce		
paléontologiques		Entremêlement d'animaux terrestres et d'animaux marins ayant vécu sur place (fixés ou perforants) dans toute la couche	Vestiges d'eau douce ou terrestres épars à côté d'une faune marine
Sédiments marins épinéritiques			
pétrographiques	Calcaire récifal Calcaire corallien	Galet, conglomérat, brèche (avec des fossiles marins), Calcaire à Entroques	Calcaire (avec des vestiges marins) Pisolithe Sable ou calcaire glauconnieux
stratification	Strat. récifale	Strat. entrecroisée (dans le cas des sédiments marins)	Ripplemarks
paléogéographiques			Occurrence vers les limites supposées d'anciennes mers

Indices et considérations	Preuves		
	certaines	probables	ne servant pas de preuves
Sédiments marins épinéritiques			
paléontologiques	Corallines, Coraux à thalle. Mollusques à valves épaisses. Coquilles calcaires ordonnées. Gastéropodes terrestres, empreintes de pieds de mammifères (avec faune marine) Gros oursins à coquille épaisse	Gros Foraminifères. Bryozoaires encroustants. Lamellibranches fixés Lamellibranches et Brachiopodes à valves fortement ornées Fréquence des Pélécypodes fouisseurs et perforants	Traces de rampement Gastéropodes très ornés Traces de coquilles perforantes Plantes terrestres
Sédiments épinéritiques saumâtres			
pétrographiques		Charbon avec une haute teneur en soufre (sans bandes de matières inorganiques) Absence ou rareté du calcaire avec beaucoup de grès ou d'argile	
stratification			A raies minces (cernes)
paléogéographiques		Constance verticale et horizontale pas grande (avec une faune saumâtre)	
paléontologiques	Frequence de : *Unio*, *Anodonta*, *Dreissensia*, *Viviparus*, *Bithynia*, *Lithoglyphus*, *Melania*	Fréquence de : *Cyrena*, *Congéries* à coquilles épaisses, *Limnocardiums* à grosses côtes, *Mactras* de grande taille	
Sédiments marins infranéritiques			
pétrographiques		Sable glauconnieux, Calcaires (non récifaux, non coralliens et non formés par des coquilles épaisses)	Sédiments à grains fins
stratification		Stratification uniforme, régulière (avec une faune marine)	

Indices et considérations	Preuves		
	certaines	probables	ne servant pas de preuves
Sédiments marins infranéritiques			
paléontologiques	Comparaison statistique avec les espèces récentes	Faune marine sans adaptation de taille spéciale. Faune riche, contenant de nombreux genres	
Sédiments infranéritiques saumâtres			
pétrographiques		Argile et sable fin (avec une faune saumâtre. Dissolution ultérieure des coquilles calcaires des mollusques	
stratification		Stratification mince (bandelée)	
paléogéographiques		Constance sur une grande étendue verticale et horizontale	
paléontologiques	*Limnocardiums* à coquilles minces. *Valenciennius*	Petites *Rissoas* et *Hydrobies*	
Sédiments bathyales			
pétrographiques		Dominance des argiles et sables fins	
stratification		Régulière, uniforme	
paléogéographiques		Constance sur une grande étendue verticale et horizontale	
paléontologiques	Comparaison statistique avec les espèces récentes. Animaux à manière de vie nageante ou flottante en quantité formant roche. *Macruridées*	Animaux bentoniques à coquille mince, peu ornée. Exclusivement des animaux nageants ou flottants (pas en masse)	Mélange d'animaux planctoniques avec des formes connues des mers peu profondes

KUENEN (Marine Geology, 1950, p. 310, fig. 137) présente un profil — se rapportant à des conditions de formations de sédiments présumées — dans lequel il fait figurer d'une façon compliquée de nombreux éléments de la formation du dépôt, de la dénudation, des mouvements et des irrégularités de la stratification. Sur l'abscisse il distingue dans une colonne horizontale les périodes de déposition de celles dans lesquelles il ne s'est pas formé de dépôt. Dans la colonne au-dessus il indique à quelle période correspond la matière conservée

des dépôts et celle qui était détruite. Entre ces deux colonnes horizontales trois courbes se croisant marquent *a)* la somme de l'accumulation des dépôts, *b)* les mouvements du fond d'origine tectonique, *c)* les autres changements physiques mineurs (en partie climatiques) ayant une influence sur la formation du sédiment. Mais ce mode de représentation est très compliqué, il ne fournit que des explications théoriques, et n'est pas réalisable pour les suites de couches géologiques en présence. Son but a été de fournir la preuve que la formation des sédiments sur le fond marin n'est pas continue et que la discontinuité peut avoir plusieurs causes, non seulement d'ordre tectonique.

Les deux coupes servant des buts différents et de construction différente peuvent être réunies sous une forme simplifiée. Il suffit de retirer du profil de VADÁSZ la représentation des conditions de la profondeur et de celui de KUENEN celle des mouvements et de les figurer dans une seule coupe à la même échelle. Nous pouvons donner à cette coupe le nom de «coupe unifiée de la formation de dépôts et des mouvements de l'écorce», ou en abréviant „coupe SBT" (S = sédimentation, B = bathymétrie, T = tectonique).

Dans notre coupe nous faisons figurer sur l'abscisse le temps autant que possible proportionellement à la durée réelle des périodes (étages, niveaux). Les ordonnées marquent en mètres la quantité de la formation des dépôts, la situation paléohypsométrique de la formation (son faciès) et les élévations et abaissements de l'écorce terrestre. La formation du dépôt est représentée par un trait continu, le faciès par un trait pointillé et le mouvement par un trait discontinu. Nous ne signalons donc pas par une seule colonne verticale la quantité du dépôt appartenant à un étage, mais avec un trait exprimant la continuité de la sédimentation, ascendant graduellement pendant la période respective. Si l'évolution du sédiment est uniforme pendant une période donnée, nous représentons la ligne de la formation du dépôt par une ligne droite ascendant uniformément. Mais si par exemple une unité stratigraphique commence, p. e. par un sédiment grossier et devient graduellement plus fin, la courbe S prend la forme d'un arc dirigé en haut d'abord plus, ensuite moins fortement, convexe vers le haut. Les changements de la direction de la ligne S représentent les changements de l'allure de la formation du dépôt (fig. 1).

Si la profondeur de la mer est invariable, il a dû se produire un abaissement du même degré qu'il s'est formé de sédiment (fig. 2). S'il n'y a pas eu lieu de mouvement, le niveau s'est élevé d'autant (p. e. la mer est devenue moins profonde) qu'il s'est formé de dépôts (fig. 3). D'ailleurs le mouvement est égal à la somme du changement paléohypsométrique et de la formation du dépôt à signe contraire [$T = B - S$] (fig. 4).

On peut mener le trait du développement hypsométrique (en cas de sédiments marins l'indication de la profondeur de l'eau) dans toute l'étendue de chaque unité de faciès à la valeur moyenne présumée, c'est-à-dire pour les formations épinéritique à 40 m, pour un faciès infranéritique à 140 m. Mais ainsi

les changements des faciès auraient un aspect brusque et la ligne du mouvement présenterait aussi des brisures subites, évidemment non conformes à la réalité. Il est donc plus approprié de relier la ligne du faciès aux niveaux voisins, se confondant en continuité, par un trait faiblement arqué.

La construction de la coupe SBT devient plus difficile si dans la suite des couches il se trouve non seulement des sédiments marins et des dépôts de formation continue, mais aussi des formations fluviatiles et continentales, de même que des périodes de dénudation. Dans les courbes de faciès on a placé

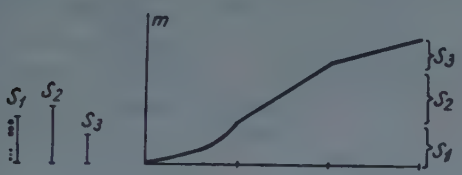

Fig. 1

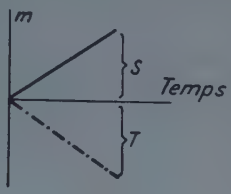

Fig. 2

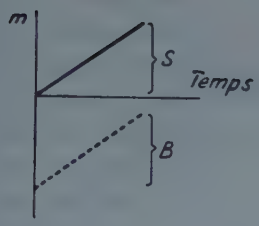

Fig. 3

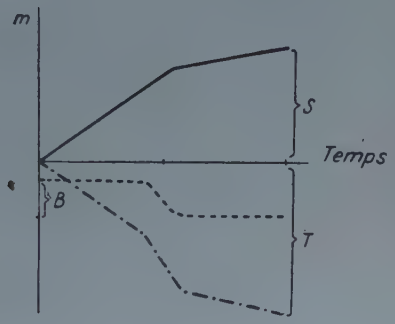

Fig. 4

les sédiments saumâtres dans une zone située plus haut que la mer la moins profonde. Selon le classement des faciès hypsométrique les catégories de profondeur des sédiments à niveau identiques à la mer ne dépendent pas de la salinité. La classification paléohypsométrique des sédiments des lacs et des fleuves indépendants de la mer, ainsi que celle des dépôts subaériens et glaciaires ne marque cependant que leur emplacement relatif probable, dans ce cas il est plus difficile de fixer des données hypsométriques numériques. Sur la surface des continents on ne peut pas, même de nos jours, délimiter avec certitude les parties de terrains où domine la dénudation ou l'accumulation, ces deux processus peuvent aussi alterner pendant de courts intervalles. Le niveau moyen de la surface actuelle des continents est de 875 m (KUENEN 1950, p. 106, 107), les terrains situés plus haut recouvrent un-tiers et les terrains situés plus bas deux-tiers de la surface de la terre. On peut admettre que dans les terrains plus élevés que l'élévation moyenne l'accumulation de la matière est

très faible et l'ablation y domine. Ainsi nous devons limiter la scène de la déposition (les formations glaciaires exceptées) aux terrains situés au-dessous de 875 m. À premier abord on pourrait être tenté de diviser cette aire en trois parties et de ranger les sédiments lacustres, fluviatiles et subaériens en ordre d'élévation croissante. Cependant des dépôts peuvent se former dans les lacs

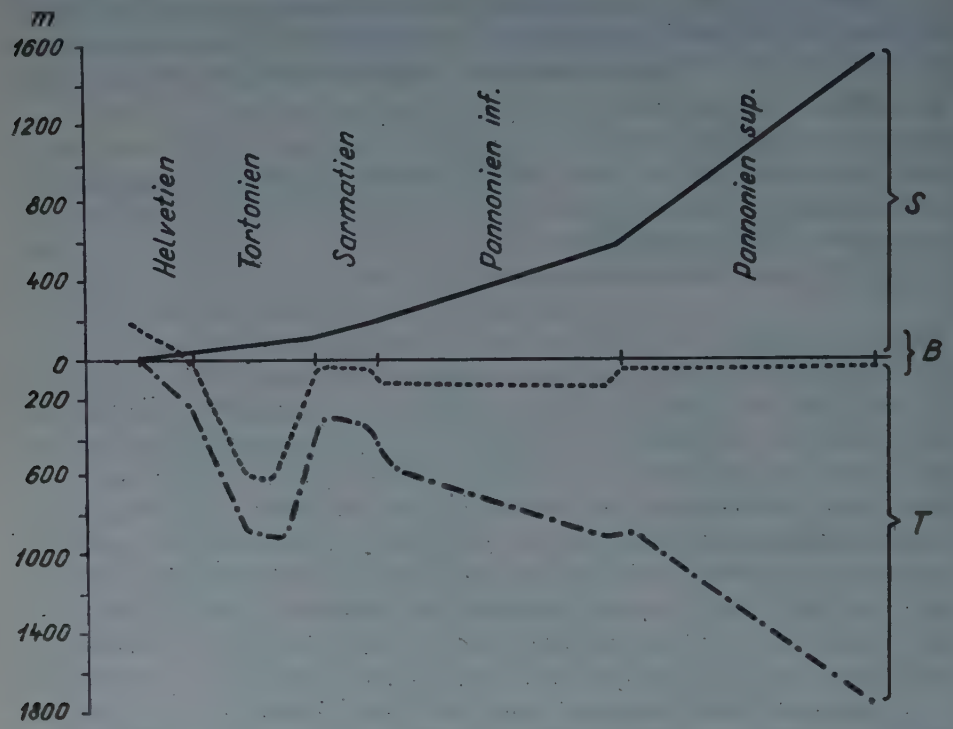

Fig. 5

et les petites dépressions du terrain aussi, dans les territoires élevés où les fleuves ne déposent pas encore les débris charriés par eux, (sur une pente uniforme). L'évaluation hypsométrique différente des zones de faciès lacustres et fluviatiles n'est donc pas motivée. L'analyse des faciès ne permet souvent que d'établir l'origine d'eau douce et non de faire la distinction entre les eaux stagnantes et courantes. Il est donc plus utile d'opposer seulement, au point de vue de l'élévation du terrain les formations subaériens et d'eau douce. Dans les terrains où se forment aussi bien des sédiments aquatiques que des sédiments terrestres ce sont évidemment les premiers qui parviennent plus tôt dans les dépressions. Mais dans les vastes terrains à climat continental l'emplacement des sédiments charriés par les vents ne dépend pas des conditions d'altitude. Ici on ne peut donc conserver pour les sédiments subaériens une zone

au-dessus des dépôts fluviaux que partant de la considération que la plupart des déserts forme un terrain entouré (ou au moins limitrophe) de montagnes, et, ainsi dans son voisinage l'altitude plus grande est valable, même si ce n'est pas nécessairement le cas pour son propre territoire. Et si l'occurrence des sédiments subaériens sur un terrain relativement plus élevé nous conduit à admettre un mouvement tectonique, c'est probablement juste pour un cadre géographique plus vaste. Nous devons donc fixer la valeur moyenne de l'altitude des deux zones entre le niveau de la mer et la moyenne des continents, 875 mètres. Par conséquent, on peut admettre 200 mètres comme valeur moyenne de l'altitude de la zone de faciès des sédiments d'eau douce, avec les limites 100 et 300 mètres, pour les sédiments subaériens on peut fixer la moyenne à 300 mètres, avec les limites 200 et 400 m. Ainsi on limite les terrains de déposition présumés à un niveau relativement bas, au détriment des altitudes plus hautes possibles. Mais cette tendance existe aussi dans l'évaluation bathymétrique des zones de faciès des sédiments marins. Là aussi la plupart des auteurs range toutes les formations dans les zones les moins profondes au lieu des grandes valeurs de profondeurs possibles, mais non suffisamment prouvées.

Si les sédiments de mer peu profonde passent dans les formations fluviatiles par une alternance de couches minces ou si autrement aussi la transition est graduelle sans discontinuités (comme p. e. dans les deltas), dans ce cas aussi nous commençons le trait B à la limite de la zone voisine, à 0 mètre, au lieu de la valeur altitudinale inférieure de la zone de la sédimentation fluviale (100 m) et nous la faisons monter graduellement vers la valeur moyenne. En procédant ainsi nous évitons aussi les brisures de la ligne de faciès dans les points de rencontre des formations fluviales et subaériens.

Dans les coupes SBT le plus difficile c'est de faire figurer la dénudation, parce que d'ordinaire nous ne savons pas 1. quelle est l'épaisseur du sédiment enlevé, 2. dans quelle altitude s'est effectuée la dénudation et 3. combien de temps le processus a duré, c'est-à-dire quel rapport il y a entre la durée de la formation du sédiment et de son ablation consécutive. Mais en général on peut admettre pour l'ablation d'un sédiment une durée beaucoup plus courte (de moitié ou même moins) que pour sa formation. Si l'ablation a pu se faire sous la mer (ce qui pourrait correspondre à la coupe mentionnée de KUENEN), alors il ne faut élever que faiblement la valeur bathymétrique pour cette durée, parce qu'une telle ablation sous-marine ne doit pas être nécessairement la conséquence de l'élévation du fond de la mer, elle peut bien être la suite de quelques changements des mouvements de l'eau. Conformément à ces considérations il peut y avoir des solutions suivantes les trois problèmes mentionnés. Pour calculer l'épaisseur de la couche enlevée à partir du sédiment resté en place on prend les deux tiers de la durée manquante du cadre de temps en question pour la période de la sédimentation ultérieure, un tiers pour la période de l'ablation. Pour la durée présumée de la sédimentation nous continuons à faire monter la courbe

S sous la même inclinaison que dans la première partie de cette période (à sédiment conservé), dans le tiers suivant (le dernier) nous ramenons la courbe au niveau correspondant à l'épaisseur de la couche restée effectivement en place. Si les coupes voisines nous ont permi d'établir l'épaisseur complète du cadre de temps en question, nous pouvons calculer dans le profil incomplet la proportion de la durée du temps qui a laissé intact le sédiment, par la comparaison des deux lignes de couches (complète et incomplète). Si l'on ne possède pas de données sur la quantité totale du sédiment, on peut considérer approximativement la moitié du cadre (étage) incomplet comme le temps représenté par le sédiment. L'interprétation du processus est incertaine si les deux membres se joignant en discordance dans la série des couches sont séparés par un espace de temps considérable, et dans ce cas on peut omettre la construction de la coupe SBT, parce qu'au fond elle ne sert pas à reproduire l'ablation, elle sert plutôt à figurer la formation du dépôt.

En connaissance de l'épaisseur du sédiment nous pouvons établir par une interprétation appropriée à l'aide de la coupe SBT les mouvements de l'écorce. Inversement, en connaissant l'épaisseur du sédiment, on peut établir les conditions de faciès, si l'on a des dates sur les déplacements du fond de la mer, obtenues par les changements des anciens niveaux, par l'emplacement horizontale ou en pente uniforme des couches sur de grandes étendues, ou sur la base d'un déplacement mesurable des mottes voisines le long de failles. En marquant sur le profil les valeurs *T* des mouvements effectivement contrôlables et la quantité du sédiment *(S)*, la différence de ces deux données nous donne la valeur manquante de *B*, la profondeur de la mer. Si même on ne peut pas faire cette opération sur le profil entier, on peut s'en servir pour l'interprétation de données en petit nombre et en général la construction de la ligne *T* nous aide toujours à contrôler la probabilité des données bathymétriques.

La fig. 5 représente la coupe SBT du deuxième sondage profond exécuté à Igal (Hongrie, comitat de Somogy), d'après l'article de Gy. Szalánczy (Bull. Soc. Géol. de Hongrie, 1948, p. 80 à 94), avec le seul changement que la limite helvétienne—tortonienne a été placée 100 mètres plus bas. Cette coupe montre, que le mouvement (T) exigé par l'accumulation des sédiments (S) est de beaucoup plus grand que celui exigé par les changements bathymétriques présumés. Il n'est donc pas justifié de mettre en doute des différences en profondeur significantes en invoquant l'absence des mouvements de l'écorce. Les préjudices de certains auteurs contre la profondeur ne sont pas fondées sur des preuves objectives, mais elles reposent plutôt sur des préjugés sans fondements.

RÉSUMÉ

L'étude des faciès a pour but d'établir les conditions de la formation des roches sédimentaires en partant de leurs traits caractéristiques. Son importance est incontestable, aussi au point de vue de la pratique, pourtant c'est la branche la plus négligée de la géologie. Dans l'étude des faciès il faut tirer des conclusions concernant les conditions de la formation des sédiments en partant des données pétrographiques, stratigraphiques, géographiques et paléontologiques. Toutes ces conclusions ont leurs difficultés et leurs limites. C'est en faisant accorder les conclusions obtenues d'après les différentes bases qu'on peut se prononcer sur l'exactitude des résultats. Il nous semble qu'il est le plus utile de prendre comme point de départ pour la classification des faciès l'ancien niveau topographique de la formation du sédiment, la paléohypsographie. A partir du plus haut niveau situé au-dessus de la mer c'est une série de différentes zones qui conduit à la mer profonde : les zones glaciaires, subaériens ou continentales, d'eau douce, littorales, épinéritiques, infranéritiques, épibathyales et infrabathyales. Comme unité de classification de moindre degré on peut distinguer parmi les sédiments d'eau douce les formations lacustres et fluviatiles et parmi les sédiments néritiques les formations saumâtres. Nous avons réuni en un tableau les traits caractéristiques certains et probables de chaque zone. Les résultats des recherches sur les faciès peuvent être utilisés aussi par la paléogéographie, la paléoclimatologie et la tectonique. La coupe unifiée représentant la sédimentation, l'évolution hypsométrique et les déplacements de l'écorce (coupe SBT, S = sédimentation, B = bathymétrie, T = tectonique) nous permet d'obtenir directement des données tectoniques, ou en connaissance des conditions tectoniques nous pouvons contrôler les observations concernant les profondeurs. Dans notre coupe nous faisons figurer sur l'abscisse la durée du temps ; sur l'ordonnée, en mètres, la sédimentation (S, trait continu), la hauteur ou la profondeur du niveau correspondant au cadre des faciès (B, trait pointillé) et le mouvement de l'écorce (T, trait discontinu) (fig. 1 à 4). Si la profondeur de la mer reste inchangée, l'affaissement est égal à la formation du dépôt (fig. 2). Si l'écorce reste immobile alors la mer est devenue d'autant moins profonde qu'il y a eu lieu de formation de dépôt (fig. 3). D'ailleurs le mouvement est égal à la différence du changement de la profondeur et de la formation du dépôt ($T = B - S$).

ИЗОБРАЖЕНИЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ, БАТИМЕТРИЧЕСКОЙ ФАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОГО ДВИЖЕНИЯ НА ОДНОМ И ТОМ ЖЕ РАЗРЕЗЕ

Л. ШТРАУС

Резюме

Фациеведение старается выяснить условия образования осадочных пород из их характеристик. Значение фациеведения неоспоримо, и все же она является наиболее запущенной отраслью геологии. При фациеведческих исследованиях следует исходить из петрографических, стратиграфических, седиментологических, палеогеографических и палеонтологических данных. Заключения относительно условий осадкообразования сопровождаются затруднениями и ограничиваются известными пределами. При помощи согласования результатов, выведенных на различных основаниях заключений можно подвергать критике их надежность. В качестве первичного основания подразделения фациеведения наиболее целесообразной кажется высота поверхности всегдашнего осадкообразования, т. е. палеогипсометрия. С поверхности располагающейся наиболее высоко над уровнем моря, гляциальная, субаэральная или континентальная, пресноводная, береговая, эпинеритическая, инфранеритическая, эпибатиальная и инфрабатиальная зоны развития ведут к батиальной. В пресноводном развитии в качестве подзон можно различать озерные и речные образования, а среди неритических осадков — образования олигогалинной воды. Несомненные и вероятные признаки каждой зоны составлены в таблице. Кроме стратиграфии, результатами фациеведения могут пользоваться также палеогеография, палеоклиматология и тектоника. Из объединения разрезов осадкообразования, гипсометрического развития и движений земной коры* можно непосредственно получить тектонические данные или же в знании тектонических условий можно проверять определенные глубины. На приведенном разрезе на абсциссе нанесен период, а на ординате, в метрах — осадкообразование (S, сплошная линия), высота или глубина

* Разрез SBT, S = седиментация, B = батиметрия, T = тектоника.

местности, соответствующая определенной фациеведением обстановке (B, пунктир), и движение земной коры (T, штрихпунктир) (рис. 1–4). Если глубина моря осталась постоянной, то погружение поравнивается осадкообразованию (рис. 2). Если земная кора неподвижна, то море становилось настолько мельче, насколько отложилось осадков (рис. 3). Впрочем движение равно разнице между изменением глубины и осадкообразованием ($T = B - S$).

ON THE DETERMINATION OF SWAMP ZONES IN COAL DEPOSITS

By

E. Szádeczky-Kardoss

L. Eötvös University, Budapest

In the last two decades Chabakov, Zhemchujnikow and other Soviet geologists [1, 2] worked out a conception of the evolution of coal forming processes. According to this conception the coal types of the successive geological periods are different and characterized by different and particular modes of coal forming ; the succession of the coal types represents a real, irreversible and stepwise evolution ; the intensity of coal-forming conditions is, as well as the rate of peat accumulation, variable in time and space. This conception is a result of investigations on a great diversity of Devonian, Lower and Middle Carboniferous, Permian, Jurassic, and of some Cretaceous-Tertiary coals, chiefly of Asia and Europe.

The evolution of coal is obviously a function of the evolution of life and is among others a result of the accomodation of the vegetation to the variable physico-chemical conditions of the tectonically influenced sedimentary environments.

The author developed more than a decade ago on the basis of a much smaller number of data some ideas about the development of durain and clarain types exhibiting a gradual decrease of the size of spores and pollen grains and an increasing mobility through the geological ages parallel to the development of plant life [3].

Investigations of German workers [4] and of the author [5] on European Tertiary coals yielded evidences of a lateral sequence of coal types in the same seam. This lateral sequence applies to a certain degree to recent swamp zones. The question arises, therefore, whether such zones exist in older formations and at what point of the geological history the zoning of the coals begins? Finally, we may ask if they represent also results of the general evolution of coal.

There is some petrological evidence supporting the possibility of a gradual development of coal zones. Banded Carboniferous coals show evidences of oscillation of the depth of the swamp, although relatively few alternations of the coal band types can be attributed to such oscillations. Most of the variations of swamp depth known in the Carboniferous occur in the vertical sense. The lateral sequence of real swamp zones in the huge flat swamp regions of the

Carboniferous geosynclinal „Randsenke" must also have been restricted. The increase of the number of plant species and especially of swamp species essentially contributed to the development of well defined swamp zones.

In addition to biological differentiation of swamp zones there exists a physico-chemical differentiation of the peaty material as well, determined petrologically-geochemically by the different conditions of sedimentation in the different parts of the swamp. Obviously, the latter type of differentiation is by far less depending upon the evolution of plant life than the biological one. The petrological determination of the swamp zones described in this paper chiefly attempts the evaluation of these physico-chemical differences.

Band types are partly manifestations of different physico-chemical conditions. However, the band types of Tertiary and older coals show marked differences. Sporic durain typical of Carboniferous coal is absent from the Tertiary : on the other hand, the most typical „durain" of the Tertiary coals is a remainder of resin-rich coniferous wood tissues rarely occurring in Carboniferous coals [3]. Therefore, in establishing a general method of swamp depth determination it is essential to find out the coal constituents yielded by the same physico-chemical conditions of the different ages.

A study of the development of swamp zones in the coal formations of different ages is not only an important scientific question but it has a vital relation to economy.

The relative abundance of the macerals (i. e. the homogeneous coal ingredients) and of the band types (i. e. the coal rock types) of STOPES is chiefly determined by the characteristics of the swamp zones. In establishing the lay-out of the swamp zones within the coal seams a genetic subdivision of the same is obtained and the relation of the properties of the seams to the geological factors of coal formation pointed out. The knowledge about the distribution of the swamp zones offers a reliable basis to the search for the continuation of the seams and for special coal types as well as to the correlation of the seams through greater distances. Moreover, the trace-element content of coal being obviously a function of the swamp zones the investigations in this field will prove useful also in the search for trace elements.

I. The coal petrographical determination of swamp zones

The coal petrographical characteristics of the swamp zones of different climatic zones of Tertiary brown coal formation are known rather well. The distribution of swamp zones and, in connection therewith, the correlation of the seams was determined 1946—1949 in the lower Eocene brown coal fields of the Tatabánya—Oroszlány mining district, North Central Hungary [5]. A systematic study of the brown-coal swamp zones was given by TEICHMÜLLER 1950 [4].

In the Hungarian Coal Petrography Monograph, published in 1952 [5], a systematic treatment of carbonaceous rocks was attempted on the ground of the swamp zone classification, and the swamp zone system of Tertiary brown coals was generally characterized on the basis of the relative abundance variation of macerals (Fig. 1).

The classification on this basis of more ancient coal types could not, however, be perfected as yet beyond some rather schematic outlines. There is no established method for the determination of the swamp zone type of Pre-

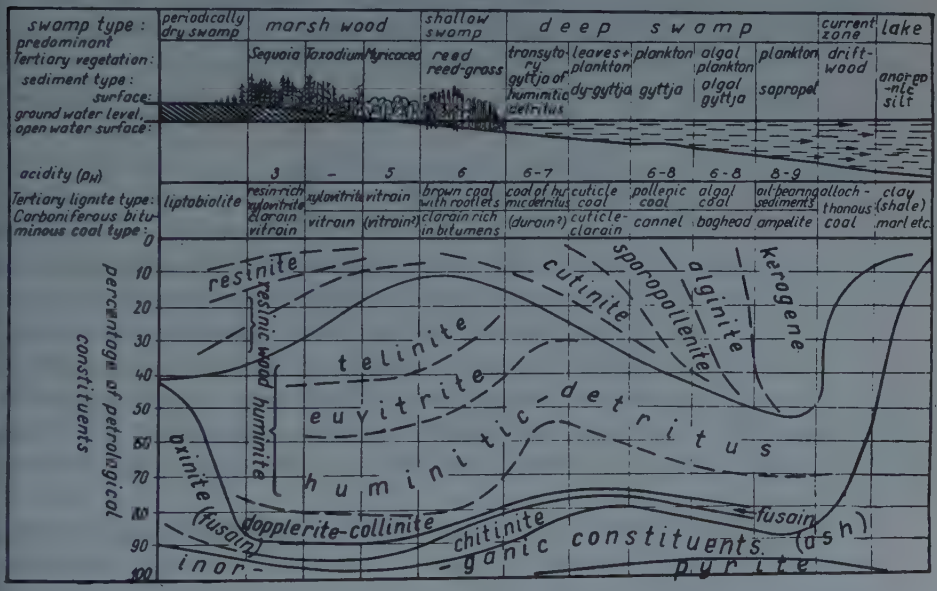

Fig. 1

tertiary coals. The difficulty of establishing it lies in reconstructing the original characteristics of the palaeogeographical environment of the coal swamps. Difficulties arrise also because the petrographical description of coal is chiefly carried out, particularly in routine work, on the basis of band types that may pass into each other in the course of coalification (e. g. clarain and durain being gradually vitrainized past the coking coal stage). Consequently, a given percentage of certain band types may, in case of a low-grade or high-grade bituminous coal, indicate entirely different swamp depths.

The correlation of coal band types to swamp zone environment and to swamp depth is still an open problem. According to the most widely accepted interpretation the following parallels may be established :

„sporic durain" represents a gyttja-type product of chiefly deeper swamp zones ;

„cuticle clarain" — a gyttja of humous detritus, formed in the transitory zone between deep and shallow swamp regions ;

bitumen-rich clarain represents the rootlet coal of the shallower swamp zones ;

vitrain and bitumen-poor clarain represent chiefly products of the shallow marsh wood ;

primary liptobiolites were formed in the periodically dry marsh zone. According to the „Atlas für Angewandte Steinkohlenpetrographie" [7] fusain is formed under rather dry, aerobic circumstances ;

coarse durain with semifusinite, in temporally aerobic, inorganic surroundings ;

fine-grained durain with micrinite, under aqueous, partly sapropelic circumstances,

vitrain and clarain, in rather moist surroundings.

This way of interpreting the band types does not, of course, imply that the formation of the individual band types be restricted exclusively to the swamp zone or to the swamp depth mentioned. The fine band system of a coal seam, with the great multiplicity of changing bands, does not indicate as many changes of swamp zone. The interchanging of thinner bands is chiefly due to the superposition of plant debris of different origin or of different stages of biological decay and is only partly connected with oscillations of the swamp. The character of the swamp zones affects, however, the relative abundance of the individual band types. Therefore, in the knowledge of the latter, conclusions may be drawn on the swamp zone of the seam.

In the course of detailed complex investigations on the Liassic coal fields of the Mecsek Mountains, Southern Hungary [8], the need has arisen to determine the swamp zone types by the aid of quantitative petrographical methods. To solve this problem, the results obtained on Tertiary brown coals were taken for a basis, on the assumption that there is no very essential difference between the geochemistry of the original peat material of Tertiary brown coal and Liassic bituminous coal. Of course, some differences had to be taken into consideration, e. g. — disregarding the differences in floral composition — the fact that brown coal may also have formed under slightly more oxidizing circumstances (e. g. extremely fast-growing Tertiary marsh woods).

For the determination of the swamp zone types of older bituminous coals first the data characterizing younger brown coal are to be brought into a form adequate for quantitative comparison ; then the genetic analogy of macerals and maceral groups will be established for brown coal and bituminous coal, respectively ; in the next step, the classification based upon macerals transposed into a classification by band types used in routine bituminous coal petrography ; and finally the alteration of the band types in the course of coalification is investigated.

The maximum amount of primary oxinites (fusinite, semifusinite and

micrinite) occurs (Fig. 1) at the periodically dry margin of the swamp. Thence it shows a marked decrease toward the deeper parts of the same. The quantity of coherent huminites (telinitic vitrain) increases at first with depth, to decrease again at the deepest parts. The quantity of exinitic bituminites increases monotonously with the increase of depth of the swamp. The huminitic detritus occurs — probably together with the generally rare and therefore negligible chitinic materials of fungal origin — in all the swamp zones. The abundance of the inorganic constituents does not show a uniform trend across the zones of swamp depth. Consequently, to determine the swamp zone it is sufficient to consider the percentage of the organic petrographical constituents. In this case the sum total of organic matter is regarded as 100 per cent.

The distribution of the macerals is obvious. The black group of macerals with relatively high oxigén content and with the highest density of all organic coal constituents ($d > 1{,}4$), termed oxinites, are products of primary or secondary oxidation of the other organic constituents of plants (massive micrinite, THIESSEN's „brown matter"), of peat (fusinite, granular micrinite) and of coal (oxidation rim, oxidation nodule). The oxidation at the peat stage occurs chiefly, on one hand, in the shallowest marginal swamp zones and, on the other, in deeper open parts with agitated water. Both of them are well discernible by the dimension of the oxinite particles. In the marginal zone the decrease of the maceral dimension is at a given degree of oxidation far smaller than in the deeper open zones. Marginal swamp deposits, therefore, contain as oxinite chiefly coarser grained fusain and massive micrinite. Deposits of the deeper open parts of the swamps hold chiefly fine-grained oxinites i. e. granular micrinite. — In the quieter marsh wood zones, chiefly unoxidized coarse plant debris is deposited with much xylem and bark tissues yielding vitrinic macerals. — In the zones of transition towards the deeper swamps the macerals become finer-grained and more classified. This is the zone of rootlets. Then the leaves (cuticles) are increasingly accumulated. Finally, in the quietest and deepest zones far from the shore line chiefly the finest vegetal particles with the maximum of spores and pollen (clarain) and in some cases algal remains are deposited.

The top parts of the coal seams — especially of single benches — contain often more finer grained constituents and are therefore more splinty than the bottom parts [9]. This shows, that the decrease of grain size is effected by repeated redeposition taking place in the course of the development of the swamp. The higher-lying sediments of the more aged swamp become therefore finer grained.

The data of Fig. 1 refer approximately to the stage of hard brown coals and are based chiefly upon estimated data yielded by the study of Hungarian Eocene and Miocene brown coals.

For the purpose of a systematic determination of the swamp zones of brown coals the organic constituents are relegated into three groups characteriz-

ing the periodically dry marginal, the shallow and the deeper swamp zones, respectively. The percentages of these groups are plotted into triangular coordinates (Fig. 2). Hence the following classification of the macerals characterizing swamp zones is obtained :

I. Chief macerals of the periodically dry marginal zone are oxinites plus about one third of huminitic detritus.

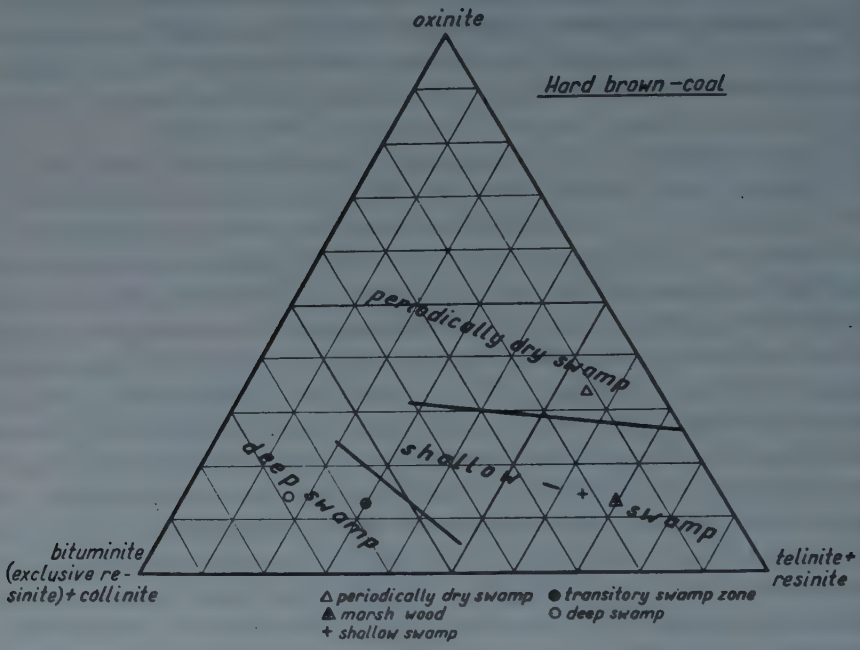

Fig. 2

II. Products of marsh woods and shallow marshes with rootlet peat are indicated by the abundance of more coherent telinitic huminites with resinite, plus about another third of huminitic detritus.

III. Non-resinitic bituminites (alginite, oxinite) and collinitic-doppleritic ingredients, with the finest last third of huminitic detritus added, are characteristic chiefly of deeper swamps.

In this way the areas of the three main swamp zones can be outlined in the triangle diagram (Fig. 2) on the basis of Fig. 1. Using provisionally this diagram of approximate exactitude the zones of the brown-coal swamp are readily determined on the basis of the relative abundance of organic petrographic constituents.

When transporting this diagram for ancient bituminous coal the chief difficulty met with is the ambiguity of the concept of durain. It appears, however,

regarding also the results of brown-coal petrography that, in the durain of shallow and periodically dry marginal swamps, coarser-grained („massige") micrinite is dominating, whereas micrinite of finer grain size (more exactly, of smaller final sinking velocity) is accumulated chiefly in the durain of the deeper swamps, together with cuticles and spores (pollen). This deeper-swamp durain is analogous to the clarain-durain transition concept of MACKOWSKY [10]. The distinction of the latter from typical durain containing coarse micrinites is therefore most desirable also in routine work.

For the mesozoic low-rank bituminous coals, that are more closely related to brown coal, a swamp zone diagram similar to that of the latter may be constructed on the basis of band types as follows. The sum of fusain and coarse-micrinitic durain is to be ranged with the ingredients characterizing the periodically dry swamp margin. The sum of vitrain and durain-clarain transition is the highest in the deposits of shallow-swamp zones, whereas clarain attains maximum abundance in the products of deeper swamps. However, the percentage of the first group will be somewhat larger than in the case of the first maceral group of brown coal, as durain also carries in addition to oxinitic micrinite exinitic and vitrinitic macerals. Still greater differences may arise if compelled to work on the basis of the four standard band types only, and the clarain-durain transition type remains undistinguished. In such a case the poles of the triangle will be designated in the following manner: I fusain plus durain, II vitrain and III clarain. On this basis, periodically dry marginal swamps and mesophytic marsh woods of the low-rank bituminous coal formation will be characterized by a maximum abundance of fusain, hydrophytic marsh woods and shallow swamps by a maximum of vitrain and durain-clarain transition, whereas deeper swamps will exhibit a maximum amount of clarain.

Regarding that fusain and coarse-grained micrinitic durain contain a relatively great amount of oxigen, whereas vitrain represents an enrichment of carbon, and clarain that of hydrogen-rich macerals, a chemical composition exhibiting maximum oxygen content will indicate for the coal ranks and ages mentioned above a periodically dry marginal swamp, whereas a maximum of carbon a shallow swamp and a maximum of hydrogen a deep swamp. The chemical and petrographical composition of ancient bituminous coal is, consequently, somewhat simpler than that of brown coal, considering that in ancient coal nearly all bituminites of greater importance (alginite and exinites comprehensive of cuticles) occur chiefly in the deep swamps, whereas in younger brown coals resinite connected with wood tissue and, therefore, frequent in shallow swamps is in addition also of great importance.

By applying these principles, the diagram of Fig. 3 was calculated from the average data on lower-rank (gas and gas-coke, corresponding to high-volatile bituminous) Liassic coal seams of the Southern Mecsek Mountains [11].

The petrographical composition of the Mecsek coals was evaluated by

Mrs. A. PAÁL of the Hungarian State's Geological Institute, by the aid of a Leitz integrating stage. The individual data represent the mean composition of powder preparates of complete column samples. The average of the data thus obtained for a given seam was also calculated. In certain seams more than 20 column sections were taken at distances of some 30 ft.

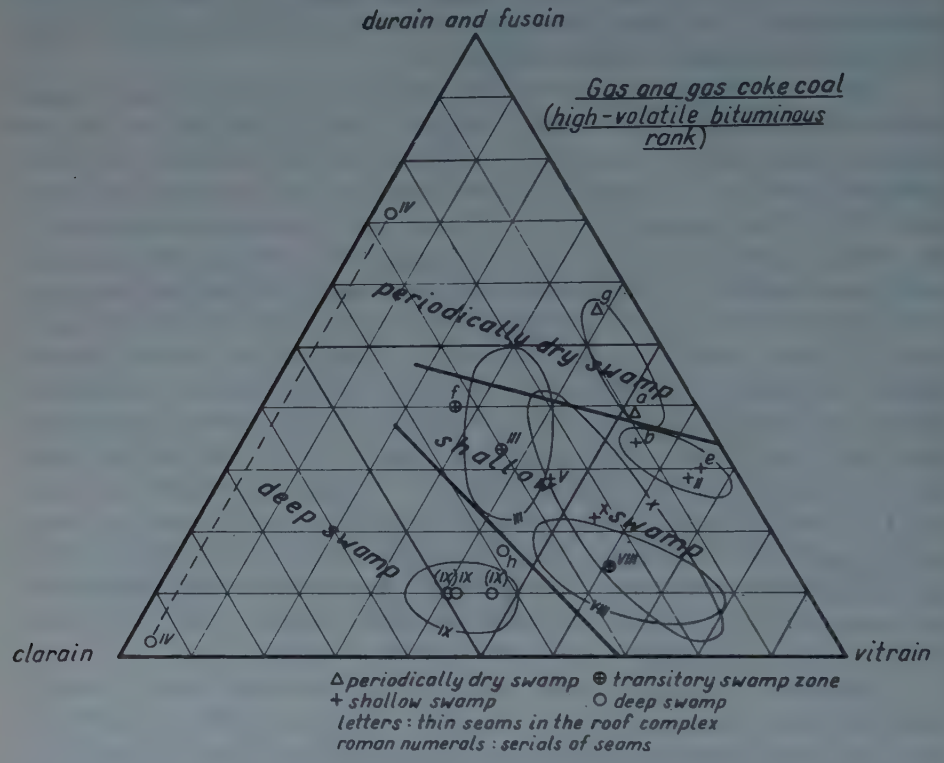

Fig. 3

The diagram of gas and gas-coke coals (Fig. 3) shows a fair agreement with that of brown coal (Fig. 2). The greater area of oxinitic marginal swamp macerals is due to the fact that the total sum of durain, conclusive of some non-oxinitic materials, was relegated into this group. The limit between Groups Nos II and III appears somewhat displaced towards the vitrinite pole, obviously because of the increasing vitrinization of the macerals, as due to progressing coalification.

The general agreement between the two diagrams suggests a similarity of the zoning of the swamp systems of Tertiary brown coal and Liassic bituminous coal.

Fig. 3 also shows the deviation of the individual petrographical analyses from the seam averages. It is seen that in deeper swamp zones the scattering is mostly insignificant whereas greater scattering may occur in deeper swamp areas. The spread may be quite great in seams formed in (partially) periodically dry marginal swamp zones (Fig. 4). The greater amount of scattering is due to

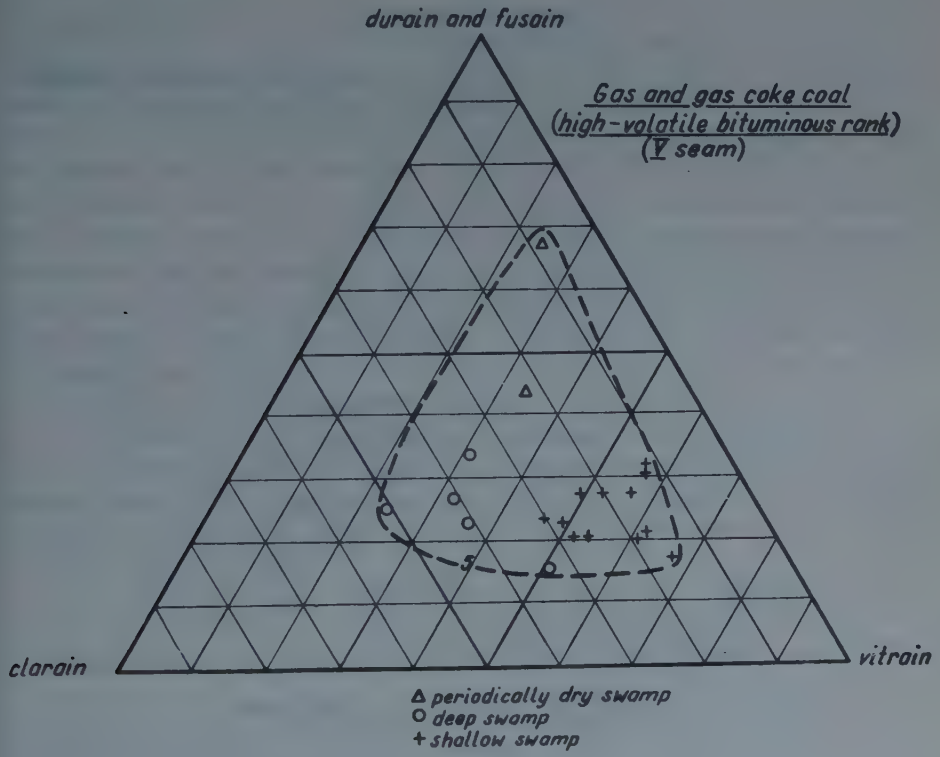

Fig. 4

the fact that in periodically dry swamp regions the peat formed in deeper swamp zones will undergo a varying degree of alteration.

Let us consider now the coals of higher rank. As regards bituminites, cutinite is first altered at the gas coal stage — into a vitrinite-like material. At the low-volatile bituminous stage it is followed by resinite, sporic and pollenic exinite. Later on, at the steam coal and semi-anthracite stage even oxinites are gradually turned into a vitrinite-like material. In this way clarain, succeeded by durain and finally by fusinite, will be increasingly „vitrinitized", according to the nomenclature used in routine analysis. As a consequence, at the stage of steam coal even a smaller percentage of clarain may indicate a deeper swamp

zone. The situation is shown approximately in Fig. 5 based upon several Mecsek Mountains data. In the further stages of coalification, past the semi-anthracite stage a smaller percentage of durain plus fusain — naturally only if accompanied by very small amounts of clarain — may represent a shallow or even periodically dry marginal swamp.

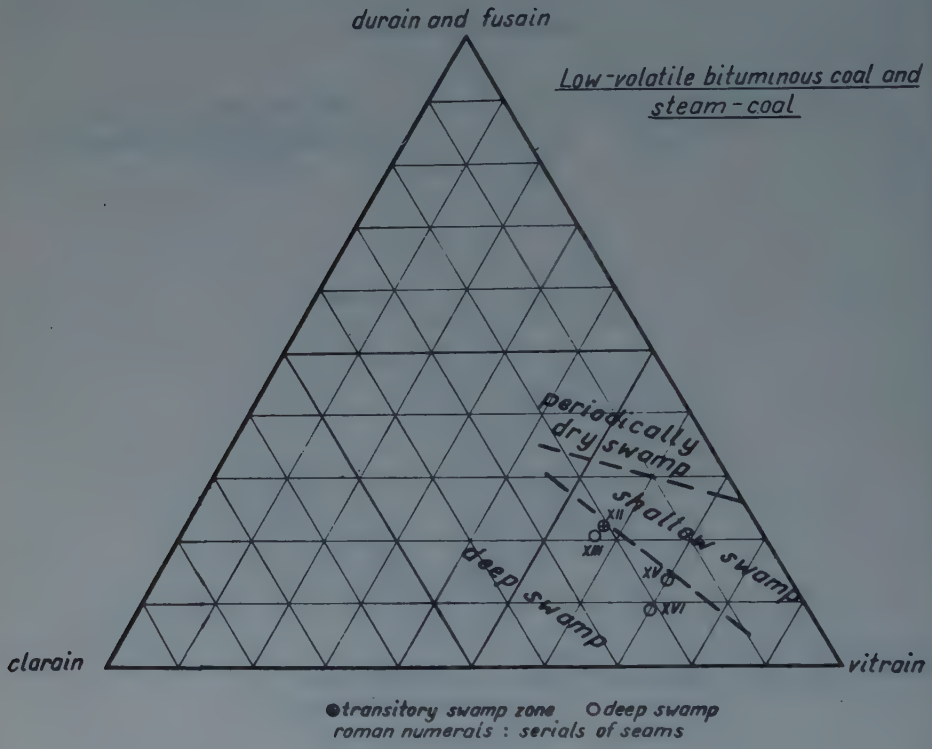

Fig. 5

The possibility of a reliable determination of swamp zone types will of course be reduced with increasing coalification.

* * *

The above diagrams established for the Liassic coal fields of the Mecsek Mountains, may in theory be valid at least qualitatively for any type of coal of a given degree of coalification, although smaller differences seem most probable even within groups of identical rank. The author tried to apply this method to several carboniferous coal regions. The results obtained seem to prove the

possibility of determining the relative depth and extension of the swamp zones also for carboniferous coals. It is proposed to give a detailed study on this subject. At any rate, it is considered highly desirable to increase the exactitude of the diagrams by increasing the number of data evaluated.

* * *

The quantity of *inorganic constituents* is less suitable to serve as a basis for distinguishing swamp zones. It is more dependent on the relief and other characteristics (slope angle, see Chap. II) of the area of denudation as well as of the pattern of inflowing waterways. The abundance of inorganic material shows a variation more intense than that of the organic constituents. On the basis of data obtained on brown coals (Fig. 1) it may be, however, assumed that within a given swamp system — i. e. within a given seam — the percentage of inorganic constituents will be greater in the marginal and shallow parts of the swamp than under the quiet circumstances of the deeper swamp zones. At the deepest parts of the swamp, adjacent to the open water of lake or sea, the percentage of inorganic material shows, however, a marked rise caused by the rapid drop of the absolute amount of organic material.

The percentage of the inorganic constituents of the Mecsek Mountains Liassic coals seems to corroborate this relation. The following table shows the microscopically determined averages of inorganic constituents as evaluated from column powder samples :

	Carbonaceous shale bands within the seams %		Partings %	
	average	extremal	average	extremal
Shallow-swamp coals	14,5	5—24	13,0	2—18
Transitory (shallow to deep-swamp) coals	8,3	5—13	3,7	3— 4
Deep-swamp coals	8,3	2—29	5,6	1—14

The carbonaceous inclusion of the partings seems to exhibit also variations depending on the swamp zone type. They are chiefly oxinitic — fusain and coarse-grained micrinitic — when of shallow and periodically dry swamps, and contain more huminite (vitrain) when of the deeper zones.

* * *

The *pyrite content* shows an intense scattering : no well defined relation between swamp type and pyrite content has been known so far. The pyrite

content of brown coal seems to be greater in the more reductive surroundings of the deeper swamp zones. The average pyrite content of the analyzed Mecsek Mountains bituminous coal seams exhibits marked zonal differences. However, the trend of variation is opposite to that observed in brown coals, as more pyrite was found in shallow and periodically dry swamps than in the deeper ones, as shown by the following values :

	Coals of periodically dry and shallow swamp zones	Coals of the transition zone between shallow and deep swamp	Coals of the deep swamp zone
Average %	2,8	2,7	0,9
Extremal %	1—7	0,7—5,5	0,1—1,6

This difference may be due to the generally more intense reducing properties of the older coal swamps, the redox potential being sufficiently low even in shallow swamps to grant the thriving of iron sulphide bacteria. The p_H conditions of the coal swamp are likewise favourable for this purpose.

It could be proved statistically that sclerotia are most abundant in the drier marginal zones.

With the determination of the swamp zone a direct way is obtained to establish the conditions of formation of the different coal macerals.

II. The coal seam and its partings

There are some possibilities of checking the petrographic determination of the swamp zones. The original surroundings and the marginal hills of the swamps of older bituminous coal are far more difficult to reconstruct than those of the younger brown coal basins because of the more intense tectonic alteration of the former. In this way the direct checking of the obtained swamp zone distribution by the lay-out of the marginal mountain ranges is often impossible with ancient coal fields.

Therefore two other ways of checking the results of petrographical swamp zone analysis for older coal will be dealt with in the following : first the correlation of the properties of the coal seams and those of their partings and second the evaluation of the results of spore and pollen analysis. Although unsuitable for systematic application and far from yielding quantitative results, these considerations may give useful information serving to support in a number of cases the coal petrographical method.

The relations between coal and its partings to be described later are chiefly valid for large, mostly water-covered swampy areas, fed presumably only by smaller rivers and creeks, their sedimentary complex consisting essentially of coal, clay, sand and fine gravel and excluding any coarser sediments. Concerning facies conditions of partings important new contributions are given by soviet geologists [12].

Let us consider first if the natural sequence of swamp zones from the margin towards the open water can be continued for zones of greater depth with inorganic sediments of coarser grain size, as follows :

oxinite — vitrinite — bituminite — clay — sand — gravel.

In this sequence the swamp zones are represented by their most characteristic macerals as determined in the preceding chapter :

oxinite — vitrinite — bituminite — clay.

(Oxinitic coal : deposition of marginal swamp zone; vitrinitic coal : deposition of shallow swamp zone; bituminite coal [with much clarain] : deposition of deeper swamp zone; clay : deposition of zones deeper than swamp.) The members of the latter, four-member sequence differ only in the depth of the swamp. The slope angle is small throughout the areas of drainage and deposition and, consequently, there is no inflow carrying material of greater grain size.

On the other hand, the six-member sequence is controlled by two factors, viz. the depth of water at the locality of deposition and the distribution of slope angles in the drainage area. Sand and gravel deposition does not depend chiefly on the depth of water but rather on a given velocity of flow, most simply characterized by the parameter of slope angle. In the six-member sequence the four members of small slope angle are succeeded by two members indicating an increase of slope angle.

The six-member sequence represents, therefore, a possibility rather than a necessity. The last two members can appear at any point of the sequence, in the case of an increase of slope angle of the immediate drainage area.

Now it is obvious that with greater slope angles, as indicated by coarser, sandy partings, the breadth of the swamp zones will decrease under otherwise identical circumstances. Coarser sandy partings often indicate, consequently, a smaller lateral extension of the seam. On the contrary, if the sediments enclosing the coal seam are all of argillaceous nature without coarser material, the relief may be supposed generally to have been nearly horizontal and exempt of greater slope angles. Consequently, the swamp zones had a greater extension perpendicular to the shore line. This fact is of great economic importance as it is connected with the problem of the lateral extension of the seams.

The determination of the swamp zones allows an evaluation of the tectonical meaning of a stratigraphical swamp sequence. Regarding as a standard

velocity of tectonical sinking the one which equals the velocity of deposition, an above-standard value of tectonical sinking is indicated by the succession in the given sense of any two members of the four-member sequence, whereas a succession in the opposite sense shows that the velocity of tectonical sinking has fallen below standard. As long as only the four members of this sequence are encountered, the velocity of sinking was uniform throughout the entire swamp region and drainage area, the slope angle having attained only small values. However, if the sequence of swamp sediments also contains coarser sandy members, an increase of slope angles is indicated by the resulting relative uplift of the encircling lands.

There exists a statistical relation between the grain size of the partings and the thickness and quality of the adjacent seams in the stratigraphically vertical sense as well. Already STEVENSON [13] observed in a number of cases that the thickness of the seam increases with the grain size of the partings. On the basis of the preceding statements the reason for this is quite obvious. The increase of grain size being connected with an increase of slope angle, i. e. with a relatively quicker tectonical sinking, a thickening-out of the coal seam will occur between coarser partings. Such parts of the seam will probably tend to exhibit deeper facies characteristics.

The seam is of uniform thickness if 1, the relief of the marsh wood surface was fairly congruent with that of the ground water level, i. e. if the circumstances of formation were essentially uniform and, 2, if this uniformity was preserved also after the swamp stage, the peat beeing covered soon enough by younger sediments to prevent uneven denudation.

If, however, the relief was uneven already before peat deposition, and if the swamp basin was of varying depth, then peat layers of varying thickness would have been formed. The process of uneven erosión is generally connected with an increase of grain size and the appearance of coarser-grained sediments indicates a greater probability of uneven sedimentation and/or erosion. A coarse-grained floor calls attention to originally uneven conditions of peat formation. On the other hand, uneven erosion after the swamp stage may be indicated by coarser-grained sediments of the roof.

This relationship represents a certain extension of WALTHER's law of facies succession for the case of coal seam erosion.

The petrographical properties of the coal seam often show intense variations in contrast of the uniformity of thickness. The petrographical variability of the coal depends partly on the relative situation of the samples considered within the swamp system, the variability being greater in the direction perpendicular to the strike of the swamp zone than parallel to it. On the other side, the variability is by far greater in the marginal zone of periodically dry swamps than in the inner swamp regions, as it was shown in the preceding chapter.

Ash content is primarily a function of the water quantity drawn from the drainage area, of the average slope angle of the same, and of the surface of the sedimentation area. The increase of the two former factors results in an increase of ash content, while the increase of the surface of deposition effects a decrease of the same. Coal seams of small, rapidly sinking coal basins contain, therefore, on the average more ash than the seams of larger basins. Evidences of these relationships are observed in Hungarian coal fields of different ages.

The ash content gives in connection with the swamp zones direct information on the areal extension of the swamp, i. e. on the original extension of the coal seam. The shallow zones of small swamps lie chiefly near the shoreline and are relatively well supplied with clastic terrigenous materials. Consequently, here the ash content is on the average greater than in the transition to deeper zones. Reversely, the shallow zones of large swamp regions are spread in a wide area and lie chiefly far from the shoreline cut off by deeper areas from the source of terrigenous material. Their ash content is accordingly smaller than that of the deeper zones. (Examples will be given in the next publication.)

There is a theoretical necessity for the decrease of ash content with progressing metamorphosis, due to the metamorphic differentiation. The decrease in ash content can be often demonstrated past the coking coal stage. Certain discrepancies observed in the Mecsek Mountains Liassic coal field need further investigations.

There are some statistical differences also between the limnic and paralic deposits of a given coal field. The partings of limnic sequences show a greater lateral grain size variability than the sediments standing under the uniformizing influence of the sea. The partings under marine influence are on the average finer-grained, thinner-bedded and interchange more frequently with coal seams than the limnic ones. Similarly, the coal seams of the paralic sequence are generally thinner and of greater lateral extension.

The Mecsek Mountains Liassic coal fields, representing a transition from the limnic to the paralic type, furnish evidence to the above statements [8].

Furthermore, in the Mecsek field the lower, and at the same time, more limnic seams are of a predominantly deep-swamp nature, whereas the upper, paralic ones show chiefly characteristics of shallow or even periodically dry swamp formation. In the limnic period peat mostly exhibits relatively deep facies, whereas the swamp formations of the paralic, marine period occur chiefly at the phases of relative uplift. The predominant deep-swamp character of the limnic seams may be due to the fact that in the limnic period the marginal shallow-swamp deposits were more easily denudated, whereas in marine times the superimposed sediments of the ingressing sea often preserved the marginal peat deposits as well.

III. Evaluation of the results of spore and pollen analysis for swamp zone determination

Data on spore and pollen analysis may be also useful for checking the results of petrographical swamp zone determination.

In the general case, i. e. when considering an entirely random distribution of wind directions, the probability of occurrence and the abundance of a given spore or pollen genus will be the greater the nearer the investigated deposit lies to the growth locality of the genus in question.

This relationship is, however, fundamentally influenced by the extremely variable factors of air movement so that, theoretically, a distribution exactly opposite to the outlined one is possible. A predominating land wind may induce an accumulation of dry-land forms in the deep swamp, whereas a predominant sea wind may cause an enrichment of water-plant spore or pollen in the marginal zones of the swamp.

The same line of thought also applies to the average dimensions of coniferal pollen, depending primarily on the average wind velocity component lying in the line drawn from the growth locality to the locality of the deposition. Only in the case of a uniform random wind distribution are the dimensions of pollen related to the distance of these two points and do yield some estimates as to the distance of the shore-line.

Consequently, the relation of the results of spore and pollen analysis to the general lay-out of the swamp zones is a function of the variability of the wind systems. — In the case of the Mecsek Mountains Liassic coal field the evaluation of the average data obtained from larger areas yielded a fairly definite relationship between swamp zone character and spore-pollen composition indicating an approximately statistical distribution of wind directions.

The spore and pollen analysis of the Mecsek Mountains Liassic coals was carried out by F. Góczán of the Hungarian State's Geological Institute [8]. He calculated for the purpose of swamp zone determination the spore and pollen percentages of the moist swamp flora and of the dry-land plants. The greater the ratio of dry-land pollen and spores to swamp pollen and spores, the greater the shore distance and, on the average, the greater the depth of the swamp. The dimensional variation of coniferal pollen types has shown a fairly good agreement with the results of petrographical swamp zone determination and with the ratio of dry-land against swamp spore and pollen.

***

In comparing the three outlined possibilities of determining or checking the swamp zone distribution of ancient coal seams, it must be stressed that the

basic coal petrographical method yields data concerning swamp depth, whereas the grain size distribution of partings is connected chiefly with slope angles and the data of spore and pollen analysis with shore distance.

SUMMARY

On the basis of the variation of petrographical composition of younger brown coals and of peats (Fig. 1) a method for determining the swamp zones is developed also for more ancient higher-rank bituminous coals. Fig. 2 shows the composition of brown coal as a function of swamp zone type, Fig. 3 the same for low-rank bituminous coal and Fig. 5 for medium-rank bituminous coal. The data on bituminous coals are based upon new petrographical analysis results of Mecsek Mountains Liassic coals.

It is also shown that checking of these results is made possible by an investigation of the properties, especially the grain size, of the partings. Coarser-grained partings are related to greater slope angles of the drainage area and, therefore, indicate on the average narrower swamp zones and smaller values of lateral extension of a given coal type. A relation of ash content to the velocity of tectonical sinking and to the original extension of the swamp area is also outlined.

In some cases also the data of pollen and spore analysis of the coal — especially the ratios of dry-land pollen and spore genera to those of land plants — may prove serviceable for checking the petrographically determined swamp zone types.

With the determination of the swamp zone a direct way is obtained to establish the conditions of formation of the different coal ingredients. The determination has a bearing also on the distribution of coal trace elements.

LITERATURE

1. *Хабаков, А. В.:* О неравномерности накопления и об основных периодах развития органогенных фаций. (Habakov, D. V.: On the Variations in the Deposition and on the Basic Periods of Development of Organogenic Facies). XVIII. Труды сесс. Межд. геол. конгр. 1937.
2. *Жемчужников,* Ю. *А.:* Развитие угленакопления в геологической истории. (Zhemchuzhnikov, J. A.: Development of Coal Formation throughout Geological History). Изв. АН СССР, Сер. геол. 1955, 3.
3. Szádeczky-Kardoss, E.: Altersverschiedene Durittypen und paläobotanische Entwicklung der Geschlechtszellen. Mitt. Berg- u. Hüttenm. Abt. Sopron, 1943, pp. 323—329.
4. Teichmüller, M.: Zum petrographischen Aufbau und Werdegang der Weich-Braunkohle. Geol. Jahrb. f. d. Jahre 1943—1948 (1950), Bd. 64.
5. Ettre—Romwalter—Szádeczky—Takács: A kőszén képződése, kémiája és bányászata (Origin, Chemistry and Mining of Coal). Vol. I, Budapest, 1952 (In Hungarian).
6. Szádeczky-Kardoss, E.: Szénkőzettan (Coal Petrology). Budapest, 1952. (In Hungarian)
7. Abramski—Mackowsky—Mantel—Stach: Atlas f. angew. Steinkohlenpetrographie Essen, 1951.
8. — A mecseki liász kőszénösszlet komplex vizsgálata I. (On the Complex Investigation of the Mecsek Liassic Coal Fields). M. Áll. Földt. Int. Évk., XLV, 1, 1956.
9. Thiessen, R.—Sprunk, G. C.: Microscopic and Petrographic Studies of Certain American Coals. Washington, 1935.
10. Mackowsky, M. Th.: Die quantitativen Methoden zur Kohlenpetrographischen Anschliffuntersuchungen. Proc. Intern. Comittee for Coal Petrology, 1954, pp. 17—24.
11. Vadász, E.: A Mecsek-hegység (Das Mecsek-Gebirge), Budapest, 1935.
12. *Логвиненко, Н. В.– Карпова, Г. В.:* Фации Донецкой угленосной формации. (Logvinenko, N. V.—Karpova, G. V.: Facies of the Donbas-Coal Formation). Докл. АН СССР, 1954. pp. 133—136
13. Stevenson, J. L.: The Formation of Coal Beds. Proc. Am. Phil. Soc. 1911—1913.

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ БОЛОТНЫХ ЗОН В ПЛАСТАХ УГЛЯ

Э. САДЕЦКИ-КАРДОШШ

Резюме

На основании изменений петрографического состава торфов и молодых бурых углей (рис. 1) был разработан метод для определения болотных зон в связи с более древними каменными углями более высокого качества. Рис. 2 представляет состав бурого угля в функции типа болотной зоны. На рис. 3 изображено то же для низкокачественного каменного угля, а на рис. 5 — для каменного угля среднего качества. Данные, касающиеся каменных углей, обосновываются результатами петрографических анализов, проведенных в последнее время на лейасовых углях гор Мечек.

Автор указывает и на то, что вышеупомянутые результаты могут быть проверены при помощи изучения свойств прожилок, и особенно размеров зерен. Более грубозернистые прожилки приурочены к более значительным углам падения водосборной площади и поэтому указывают на более узкие болотные зоны и на меньшие величины бокового распространения того или иного типа угля. Зависимость зольности от скорости тектонического погружения в общих чертах также обсуждается.

Данные спорово-пыльцевого анализа угля, особенно соотношения, существующие между родами континентальных спор и пыльцы и таковыми наземных растений, иногда являются хорошо используемым признаком для контроля петрографически определенных типов болотных зон.

BAUXITE ET TERRA ROSSA

Par

E. VADÁSZ

UNIVERSITÉ L. EÖTVÖS, BUDAPEST

La connaissance approfondie, acquise dans le terrain même, des plus importantes occurrences bauxitiques de la zone méditerranéenne de l'Europe et l'étude détaillée et comparative des terrains bauxitiques de la Hongrie nous a permis de faire avancer nombreuses questions du problème de la bauxite. Entre autres nous sommes d'avis que la théorie concernant l'origine de la «bauxite karstique» à partir de la terra rossa est insoutenable. En mème temps nous avons aussi indiqué l'impossibilité de qualifier la bauxite comme un sédiment chimique marin (ARCHANGELSKY). Dans la présente étude, par la suite, nous mettons aussi en doute l'origine de la terre rouge caractéristique de la zone méditerranéenne (terra rossa), comme un produit de l'altération des roches calcaires.

La question de l'origine de la terre rouge, localisée à la zone méditerranéenne, aux abords de la Méditerranée et de la mer adriatique, a trouvé sa place dans la littérature géologique et surtout dans la littérature pédologique depuis un siècle environ. Les études multiples concernant ce sujet donnent surtout la description isolée de la terre rouge des divers terrains sans rapport avec les conditions de l'espace et du temps y attachées. De ces descriptions on peut tirer le résumé suivant des traits caractéristiques généraux de la terre rouge.

1. La terra rossa caractéristique, en occurrence aux abords de la Méditerranée et de la mer adriatique, est liée exclusivement à des roches carbonatées (calcaires).

2. La couleur rouge de la terra rossa n'est pas le produit caractéristique de l'altération des roches calcaires des abords de la Méditerranée (HARRASSOWITZ, 1930) et n'est rouge nettement que là où le calcaire sous-jacent est aussi rouge (BLANCK—GIESEKCE : Chemie der Erde III).

3. Selon HARRASSOWITZ (1930) la terre rouge ne représente pas un typ de sol indépendant ; dans le karst elle n'occupe une place qu'à la base d'un profil d'altération détruit, remué. («Somit stellt diese Roterde keinen selbständigen Bodentyp dar, sie ist im Karst nur der tiefere Teil eines zerstörten und umgelagerten Verwitterungsprofiles»).

4. Elle s'accumule sur les plateaux et les pentes karstiques, ainsi que dans la plaine située en contre-bas (les poljés).

5. En chaque endroit d'accumulation, surtout aux plateaux karstiques, son trait caractéristique c'est le manque ou l'état clairsemé de la végétation et le manque d'humus qui en résulte.

6. Elle se distingue toujours nettement de la base calcaire, sans couche de transition. Ce fait est aussi en contradiction avec la supposition d'une origine comme résidu illuvial de la dissolution du calcaire.

Les hypothèses selon lesquelles la terre rouge résulterait d'un processus de formation de sol sont fortement contestables. La dérivation comme résidu de la dissolution des calcaires est fort invraisemblable parce que jamais elle ne prend en considération la question de l'âge géologique ; elle compte surtout avec le Pleistocène et laisse hors de considération les différences entre les différentes espèces de calcaires et de dolomies. Les conditions climatiques spéciales à la formation de la terre rouge ne peuvent pas être localisées dans les périodes relatives. Il est hors de doute qu'actuellement la terre rouge ne se forme pas dans ses aires d'occurrence. Dans ses occurrences actuelles elle forme des amas résultant, pour la plupart, d'une dénudation terrestre miocène et pliocène, soumis à l'érosion ultérieure dans les terrains karstiques.

La terre rouge recouvrant les plateaux est un résidu d'altération terrestre ancienne (Miocène — Pliocène — Pleistocène), la terre rouge des pentes et de leurs abords est le produit d'une transportation pleistocène — holocène. En aucun cas elle n'est pas un résidu de l'altération du calcaire. Selon BLANCK la terra rossa la plus caractéristique est celle du Karst d'Istrie et de Croatie. Cette affirmation vient de ce qu'il n'y avait pas encore des analyses convenables d'échantillons semblables des terres rouges d'Espagne, d'Italie méridionale et de Grèce. Mais il n'y a pas de différences territoriales essentielles dans la constitution chimique.

Il est surtout remarquable, que l'apparition territoriale de la terra rossa en Europe est restreinte, dans l'ensemble, à la zone de la «bauxite karstique». Ce n'est pas l'œuvre du hasard, parce que — selon nos observations — la terre rouge n'est nulle part un résidu de la dissolution du calcaire, mais elle est un produit de l'altération de la bauxite, elle est le résidu de la dénudation de grands terrains bauxitiques anciens. Cela est démontré par les terrains bauxitiques de la France Méridionale, de l'Italie, de l'Istrie, de la Dalmatie et de la Grèce, où les terrains à terra rossa accompagnent partout les parties plus ou moins dénudées des rangées de bauxite. Dans la rangée Sud-Est des Abruzzes renfermant des gisements de bauxite récemment reconnus, A. BALLY décrit d'une manière bien caractéristique les remblayages des fentes et des dépressions karstiques plus importantes (1954, p. 45). «Die Taschen selber sind von einer rötlichen erdigen terra rossa Masse ausgefüllt, in der erbsengrosse, bald grössere, bald kleinere Bauxitpisolithe unregelmässig verteilt und stellenweise durch

Kalzit zusammengekittet sind.» Nous connaissons de pareilles brèches d'os pisolithiques, à ciment de calcaire aragonitique, à terre rouge, d'âge pleistocène à Villány, Beremend et Csarnota, dont la microfaune d'une richesse insurpassée a été rangée par M. KRETZOI dans la période mindélienne. En Istrie on peut obtenir par triage, à partir de la matière à terra rossa accumulée dans les nombreuses dépressions des dolines et ainsi conservée, des fragments et des mottes plus ou moins grands de bauxite. La même situation se présente sur les plateaux calcaires de la montagne Bihar en Roumanie ; sur la surface karstique on voit sur une grande étendue des mottes de bauxite à diaspore ; parmi les pièces plus resistantes, d'une dureté de 6 à 7 degrés Mohs, la terre rouge a été emportée par les eaux en de nombreux endroits. L'aspect de ce terrain abondamment recouvert de mottes de bauxite a conduit à une estimation très erronnée de la quantité de la bauxite de Bihar.

Nous avons reconnu ces faits géologiques déjà au cours de nos recherches sur l'occurrence de la bauxite en Transdanubie commencées dans les premières années de la deuxième décade de ce siècle. Nous avons reconnu les paquets de terre rouge fréquents dans les dépressions doliniques des plateaux calcaires et dolomitiques fortement dénudés des terrains bauxitiques transdanubiens, comme des restes de bauxite et nous les avons considérés comme des indicateurs de la bauxite dans les recherches géologiques (Bakony, Halimba, Montagne Vértes, Villány, Montagne de Harsány). Ces traces de bauxite à terre rouge des rebords dolomitiques nous ont conduits à rechercher la bauxite en profondeur au fond des bassins et des baies situés entre les mottes de dolomie.

Nous avons trouvé la même situation dans les environs de Aggtelek et sur le karst de Slovaquie (Pelsőc), et même dans les Karpates occidentales et aussi dans les Alpes (vallée de la Sann, Wochein).

Selon nos recherches il est donc évident que la terra rossa n'est pas un produit de formation de sol, mais elle est formée par l'accumulation sur place d'un sédiment originaire de l'altération terrestre de la bauxite. Dans ce sens on peut bien la distinguer de «l'argile rouge» pleistocène hongroise que de l'argile rouge formée par l'altération latéritique des andésites et des basaltes survenue à la fin de l'époque pliocène (VADÁSZ, 1952). Cette constatation géologique indéniable, supportée aussi par quelques données de la littérature, comme on le verra plus bas, est, dans le rapport de la bauxite et de la terra rossa, le renversement de la théorie à terra rossa périmée de la formation de la bauxite. Elle est plausible, parce que les deux argiles sont de composition chimique semblable et elles contiennent aussi les mêmes parties minérales. T. KORMOS dans une communication déjà entièrement dépassée (1928) a mentionné que «c'est à peine qu'on peut faire la distinction, ou pas du tout, entre la bauxite paléocène de Gánt et la terra rossa de nos jours». Comme preuve il présente les analyses suivantes :

	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	Perte à l'incinération
Gánt, toit éocène inf.	35,57	34,32	15,37	1,35	13,12
Olaszfalu, argile aptienne du toit	35,50	34,78	—	—	—
Terra rossa, Plase	32,89	35,42	15,03	—	15,23

Selon KORMOS «dans ces cas les circonstances stratigraphiques et topographiques, ainsi que l'allure pétrographiques peuvent seules servir comme directives».

Depuis lors l'éclaircissement de la notion de la bauxite a beaucoup avancé par la distinction allite — siallite, et, d'après nos recherches selon la méthode dialectique, nous avons appris que les échantillons de roches de Gánt et Olaszfalu mentionnés n'appartiennent pas à l'ensemble des bauxites, mais représentent des sédiments de couverture d'eau douce et marines, respectivement, à la matière bauxitique, remués par les eaux, resilicifiés, à teneur en TiO_2 ammoindrie (VADÁSZ, 1935). Il n'est pas nécessaire de pousser plus loin l'évolution historique de la confusion quant au problème terra rossa — bauxite, nous mentionnons seulement que la bauxite de la montagne Vértes a été décrite pour la première fois par TAEGER (1908) comme «terra rossa tertiaire».

L'énumération des nombreuses données d'importance moindre ne peut pas faire l'objet de notre mémoire. Mais nous devons mentionner l'étude multilatérale de DE WEISSE, dans laquelle cet auteur donne l'explication de la formation de la bauxite d'après la théorie de la terra rossa, mais quantitativement il ne la trouve pas suffisante. «Pour ma part, la terra rossa, tout en conservant les caractères d'un dépôt éluvial, se déplace lentement sur la surface calcaire et finit par s'accumuler dans les fonds de dolines occupant les régions basses de la plaine d'abrasion ; ce n'est qu'ainsi que j'explique la concentration en amas de plusieurs milliers de tonnes d'un résidu dont la proportion est si faible dans le calcaire» (p. 139).

Cependant DE WEISSE, se servant d'exemples du Montenegro, mentionne l'identité existant entre les conditions de gisement de la terra rossa et de la bauxite remaniée et rappelle aussi les débris de bauxite renfermés dans la terra rossa. Comme nous l'avons exposé déjà dans l'introduction du présent mémoire ces exemples peuvent être multipliés en liaison avec tous les terrains bauxitiques de la zone méditerranéenne, et même les terrains à terra rossa sont liés pour la plupart à des terrains bauxitiques. DE WEISSE mentionne encore que, dans les vallées et les parties de bassin en proximité des gisements de bauxite, la terra rossa est d'une épaisseur surprenante. En dehors des terrains à terra rossa, le sol résiduaire de dissolution dans les dolines est de couleur jaune ou brune.

En connaissance de toutes ces données nous trouvons supporté davantage notre point de vue sommaire exprimé en 1951 par rapport à la théorie de la

terra rossa, en soulignant la formation sialitique — latéritique — kaolinitique de la bauxite, vérifiée depuis lors par un nombre d'autres études. Nous tenons comme quantitativement insuffisant le matériel résiduaire de la dissolution du calcaire, matériel que nous tenons d'ailleurs comme non convenable aussi au point de vue qualitatif. La marche de la formation de la bauxite, à partir de la matière première de la latéritisation, est la suivante, selon les études analytiques de la littérature américaine (ALLEN, 1948) : 1. désilification ; 2. formation de minéraux d'argile et migration de l'hydroxyde d'aluminium ; 3. resilification, avec formation de minéraux d'argile par la combinaison de la silice et de l'hydrargillite. Ce dernier processus a lieu dans la terra rossa, formée au cours de l'altération de la bauxite.

Le rôle de la roche carbonatée de base dans le processus de la formation de la bauxite n'est pas encore entièrement élucidé. L'alcalinité calcaire est d'un effet désilificant. Cependant dans le processus de resilification le milieu à alcalinité calcique acquiert de même un rôle géochimique dans la dissolution de la silice dans sa combinaison avec les minéraux d'argile.

Concernant le rapport de la terra rossa et de la bauxite nous pouvons encore mentionner quelques remarques contradictoires de P. NIGGLI (1952, p. 72) : «Roterden auf Kalk- und Dolomitgestein gehen aber auch in Bauxite über». Dans ce que nous avons écrit plus haut nous avons soutenu notre avis contraire. Au même endroit P. NIGGLI présente un profil de la Herzégovine fait par DE WEISSE «avec de la terra rossa secondaire» au-dessus de la bauxite (p. 73, fig. 19). Plus loin NIGGLI écrit le suivant : « . . . doch fehlt selbst bei oberflächlicher Anwesenheit von terra rossa ein eigentliches Umwandlungsprofil, wie bei den Lateriten. Sekundäre Umwandlung von Bauxit zu terra rossa zum Beispiel durch Einschwemmung von sandigem Material, ist gleichfalls möglich».

Selon P. NIGGLI la terre rouge, pauvre en humus, se forme par l'altération des roches carbonatées riches en sels solubles, sous un climat méditerranéen. L'action protectrice de la silice colloïdale favorise la formation des sesquioxides, la chaleur estivale favorise le mouvement de bas en haut des electrolytes en augmentant l'évaporation et provoque leur concentration. Dans la terre rouge la dissolution est moindre que dans les latérites, ainsi la silice est lessivée en un degré moindre. Il ajoute à cela que la terre rouge se forme aussi sur des roches silicatées. Ces processus chimiques peuvent être rapportés aussi à l'origine de la terre rouge à partir de la bauxite, avec cette modification, que dans la terre rouge le surplus en silice peut être mis en rapport avec la resilification mentionnée. Selon NIGGLI la composition centésimale des échantillons de terra rossa caractéristiques de la région méditerranéenne varie entre les limites suivantes : SiO_2 20—60, Al_2O_3 10—40, Fe_2O_3 5—17, TiO_2 1—3, perte à l'incinération 7—20. Selon nos observations une teneur en Al_2O_3 excédant 30 % provient de la présence de débris de bauxite dans la terra rossa.

On trouve aussi dans la littérature récente des données plus ou moins incertaines concernant le caractère de «sol» de la terra rossa. Nous avons mentionné en maints endroits que la latérite n'est pas un sol, la latéritisation n'est pas un processus de formation de sol, mais il y a des sols latéritiques provenant des latérites. Nons établissons le même pour la terra rossa, dont le caractère de sol ne provient pas de l'altération du calcaire, mais de celle de la bauxite. Dans ce sens la terra rossa de la zone méditerranéenne n'est pas un sol lié au climat (climasol), mais elle représente un sol lié, au sens étroit, à la roche (lithosol), un sol provenant de la bauxite (SCHAUFELBERGER, 1954). La pédologie russe de J. F. GARKUSCHA (1953) traite cette question aussi du même point de vue, en mentionnant le caractère à altération de bauxite de la terra rossa, et pour le confirmer elle souligne le fait géologique connu que dans les terrains calcaires des tropiques il n'y a pas de formation de terre rouge actuellement. Contrairement à cet avis juste, dans le livre russe sur les sols de l'Afrique de Z. Ju. CHOKALSKAIA on retrouve les constatations dépassées, contradictoires de NIGGLI. L'auteur observe correctement que la latérite n'est pas un sol, mais une formation géologique, et ne peut se transformer en sol que par une altération ultérieure, parce que la cuirasse latéritique rend impossible l'établissement d'une végétation et la formation de l'humus. Cependant, plus loin CHOKALSKAIA a écrit que la terra rossa méditerranéenne n'appartient pas au groupe des terres rouges et des latérites de l'Afrique, mais elle constitue un sol provenant de calcaire, pauvre en humus ; elle est le produit d'un climat chaud-humide.

La Conférence Internationale de Pédologie Méditerranéenne de 1947, tenue à Montpellier et à Alger, s'est aussi occupée de la question de la terra rossa, et, en tenant compte des différences minéralogiques et physicochimiques qui la distinguent de l'argile rouge tient comme probable sa formation sous un climat différent de celui de nos jours.

RÉSUMÉ

La «terra rossa» de la zone méditerranéenne est un produit d'altération de la bauxite et comme telle elle représente une formation liée à la zone des roches bauxitiques d'antan, et non au climat de nos jours.

Comme constituants minéralogiques toutes les terra rossa d'une telle origine renferment des minéraux aluminiques, surtout de hydrargillite, et, d'une manière prédominante, leurs espèces constituées de gels (sporogelite, alumogel, cliachite). Leur présence résulte de l'altération géochimique des minéraux aluminiques de la bauxite, et leur quantité dépend de la distance de l'ancien terrain bauxitique et du degré de la recristallisation.

Ni la bauxite, et encore moins la terra rossa n'ont aucun rapport quant à leur origine avec l'altération des roches calcaires, ce qui cependant n'exclue pas, dans le cas de la formation de la bauxite, un certain rôle géochimique de la base calcaire à action alcaline.

La définition originale ancienne de TUČAN, selon laquelle «Bauxit ist die ältere terra rossa und terra rossa ist der jüngere, rezente Bauxit» (1912) n'est aucunement valable, parce que la terra rossa provenant de la bauxite n'est plus une bauxite et n'est pas de formation récente. Sa rebauxitisation exige des circonstances climatiques et physicochimiques entièrement changées.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

1. Agafonoff, V. (1934): Les sols de France au point de vue pédologique. Soil Res. IV.
2. Allen, V. T. (1948): Bauxitization and resilication. Bull. Geol. Soc. Am., **59**.
3. Bally, A. (1954): Geologische Untersuchungen in den SE Abruzzen. Inaug. Diss., Zürich.
4. Bidló, G. (1954): Néhány bükkhegységi terra rossa röntgenvizsgálata (L'examen radiographique de quelques terra rossa de la Montagne Bükk). Földtani Közlöny, **84**.
5. Blanck, E. (1930): Die Mediterran-Roterde (Terra rossa). Handbuch der Bodenlehre, III. Bd.
6. Blanck, E. (1928): Chemie der Erde, **3**.
7. Blanck, E. (1930): Linck Festschrift, Chemie der Erde.
8. Chokalskaia, Z. Ju. (1948): Почвенно-географический очерк Африки, Москва – Ленинград (en russe).
9. Compte rendu de la Conférence Internationale de Pédologie Méditerranéenne (1947). Association Française pour l'Étude du Sol, Paris, 1948.
10. Garkuscha, I. F. (1953): Bodenkunde. Deutscher Bauernverlag (Traduction du russe).
11. Harrassowitz, H. (1926): Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung. Geol. Rundschau, Steinmann-Festschrift.
12. Harrassowitz, H. (1928): Südeuropäische Roterde. Chemie der Erde, **3**.
13. Kerner-Marilaun, F. (1923): Sitzungsber. Akad. d. Wiss., Wien, Math. Nat. Kl. Abt. 1, **132**.
14. Kerr, P. F. (1955): Hydrothermal alteration and weathering. Geol. Soc. America, Spec. Papers, **62**.
15. Kormos, T. (1928): Bauxit, laterit, vörösagyag (Bauxite, latérite, argile rouge.) Bány. Koh. Lapok, **76**.
16. Kubista—Marschalko—Rozlozsnik (1953): Predbezna zpráva o vyskytoch cervenice v juhoslovenskom kraje. (Vorläufiger Bericht über die Terra Rossa-Ablagerungen des südslovakischen Karstes.) Geol. Sbornik IV.
17. Lang, R. (1922): Verwitterung. Fortschr. d. Mineralogie.
18. Leiningen, W. (1907): Entstehung und Eigenschaften der Roterde. Int. Mitteil. f. Bodenkunde.
19. Leiningen, W. (1929): Die Roterde (Terra rossa) als Lösungsrest mariner Kalkgesteine. Chemie der Erde, **4**.
20. Niggli, P. (1952): Gesteine und Minerallagerstätten. Bd. II. p. 72.
21. Ramann, E. (1918): Bodenbildung und Bodeneinteilung, Berlin.
22. Ramann, E. (1902): Das Vorkommen klim. Bodenzonen in Spanien. Zeitschr. Ges. Erdkunde, Berlin.
23. Ramann, E. (1905): Bodenkunde. Berlin, p. 394, 3. Auflage (1911).
24. Reifenberg, A. (1929): Die Entstehung der Mediterran Roterde (Terra rossa). Kolloidchem. Beihefte, Dresden.
25. Schaufelberger, P. (1954): Verwitterung und Bodenbildung auf basischen Eruptivgesteinen. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., **34**, Zürich.
26. Stremme, H. E. (1927): Allgemeine Bodenkarte Europas. Danzig.
27. Stremme, H. E. (1954): Die charakteristischen Tonminerale einiger Hauptbodentypen. Z. f. Pflanzenernährung etc., **65**.
28. Szádeczky-Kardoss, E. (1955): Geokémia (Géochimie). Budapest.
29. Taeger, H. (1908): Die geologischen Verhältnisse des Vértes-Gebirges. M. Áll. Földt. Int. Évk., **17**, p. 1—276.
30. Tučan, Fr. (1912): Terra rossa, deren Natur und Entstehung. Neues Jahrbuch f. Min. B. Bd. **34**, p. 428.
31. Vadász, E. (1927): A magyar bauxit jelentősége (La signification de la bauxite hongroise). Bány. és Koh. Lapok, **75**, 1927.
32. Vadász, E. (1930): Kohlenbildung, Gebirgsbildung und Bauxitbildung in Ungarn. N. Jahrb. Min. Geol. Pal. B. Bd. **65**, Abt. B.
33. Vadász, E. (1933): Bauxitvorkommen von Griechenland. Z. f. pr. Geol. **41**.
34. Vadász, E. (1934): Das geol. Alter der transdanubischen Bauxitbildung. Centralbl. f. Min., Jg. 1934, Abt. B.
35. Vadász, E. (1942): Eocén kérdések (Questions éocènes). Földt. Közlöny, **72**, 1942.
36. Vadász, E. (1943): Alunit a magyarországi bauxitelőfordulásokban (La présence de l'alunite dans les bauxites hongroises). Földt. Közlöny, **73**, 1943.
37. Vadász, E. (1946): Die geologische Entwicklung und das Alter der ungarischen Bauxitvorkommen. M. Áll. Földt. Int. Évkönyve, **37**.

38. Vadász, E. (1952): Contributions au problème de l'altération latéritique des roches. Acta Geologica. T. I., fasc. 1—4.
39. Del Villar, E. H. (1930): Les sols méditerranéens étudiés en Espagne, Madrid.
40. Weisse, J. G. de (1948): Les bauxites de l'Europe centrale. Mém. Soc. Vaud. Sci. nat., Lausanne, 9, No 1.
41. Kovačik, J. (1955): The residual iron ore deposits of the Plešovečka Plateau. Geol. Sbornik, Bratislava, VI. 3—4.

БОКСИТ И ТЕРРА РОССА

Э. ВАДАС

Резюме

«Терра росса» средиземноморской зоны представляет собой продукт выветривания, происходящий из боксита, и поэтому является образованием, связанным не с современным климатом, а с бывшей зоной бокситовой породы.

По минералогическому составу все «терра росса» подобного происхождения содержат алюминиевые минералы, главным образом гидраргиллит, чаще всего их гелеобразные разновидности (спорогелит, алюмогель, клиахит). Наличие указанных минералов зависит от геохимического разложения алюминиевых минералов боксита, а их количество — от расстояния от первоначальной бокситовой области, а также от степени рекристаллизации.

Ни боксит и еще меньше терра росса не могли произойти из выветривания известняка, однако это не исключает возможности того, что при образовании боксита известняковая подошва щелочной реакции играла некоторую геохимическую роль.

Прежнее первоначальное изложение *Тукана*, по которому «**Bauxit ist die ältere terra rossa, und terra rossa ist der jüngere, rezente Bauxit**», никак нельзя считать состоятельным, так как терра росса, происходившая из боксита, уже не является бокситом и не образовалась в настоящее время. Ее повторное бокситирование требует совершенно изменившихся климатических и физико-химических процессов.

STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DES UNGARISCHEN MIOZÄNS IM LICHTE DER NEUEN FAUNAUNTERSUCHUNGEN

Von

I. CSEPREGHY-MEZNERICS*

NATURHISTORISCHES MUSEUM, BUDAPEST

Über die Gliederung des ungarischen Miozäns findet man in der Literatur verschiedene Auffassungen und dementsprechend zeitweise auch recht rege Diskussionen. Die neueren Untersuchungen der ungarischen Miozänfaunen ergaben mehrere Resultate, deren Beachtung mir geeignet zu sein scheint, gewisse Gegensätze zu überbrücken und uns dadurch der Lösung des Gliederungsproblems näher zu bringen.

Die Bearbeitung der Fauna der Liegend- und Hangendschichten des braunkohlenführenden Schichtkomplexes von Salgótarján ergab scheinbar neuartige stratigraphische Resultate. Die Fauna des pectenführenden Sandsteines im Hangenden weist auf ein helvetisches [11], und die des grosse Pectines führenden Sandsteines im Liegenden des Kohlenkomplexes [12] auf ein burdigalisches Alter hin. Die Resultate sind aber nur scheinbar neu. Das helvetische Alter der Hangendschichten wird bereits von SCHRÉTER betont, während das burdigalische Alter der Liegendschichten einen faunistischen Beweis darstellt, der die älteren Forschungsergebnisse von J. NOSZKY sen. bestätigt.

Die Gegensätze hinsichtlich der Gliederung des ungarischen Miozäns kommen in erster Linie in der Parallelisierung der Kohlenflöze von Salgótarján und des Sajó-Tales bzw. der Liegendschichten derselben Bildungen, ferner in der der burdigalischen und helvetischen Schichten in der Umgebung von Budapest und des Ipoly-Tales zum Ausdruck.

Die grundlegenden Kenntnisse über die Schichtfolge des Untermiozäns im Ungarischen Mittelgebirge liefern uns die Arbeiten von J. NOSZKY sen., der seine diesbezüglichen Untersuchungen im Jahre 1926 begann [51] und auch seitdem fortgesetzt hat [52, 54, 57, 58]. In seinen älteren Berichten aus den Jahren 1910—1919 [44—49] stellte NOSZKY im Liegenden des Kohlenkomplexes im Salgótarjáner Becken unter dem unteren Rhyolithtuff eine burdigalische Schichtfolge fest. Seine diesbezügliche Behauptung hat er im Laufe der Zeit allmählich revidiert: im Jahre 1923 stellte er das Liegende des Kohlenkomplexes

*Vorgetragen in der Fachsitzung der Ungarischen Geologischen Gesellschaft am 4. Mai 1955.

ins Aquitan [50], und im Jahre 1926 ins Chatt [51]. Zu der wiederholten Veränderung in seiner Auffassung wurde er durch die Schwierigkeiten in der Gliederung des Miozäns sowie durch das Problem des Aquitans gezwungen, worauf F. HORUSITZKY am schärfsten hingewiesen hat [28, p. 578]. Es fragt sich aber, wie man Schichten, die zweifelsohne eine miozäne Fauna führen, ins Oligozän stellen kann, nur um die Lücke, die sich sonst an der Stelle der aquitanischen Stufe erweisen würde, auszufüllen. Dieser Auffassung widerspricht ausser der Liegendfauna, die zweifelsohne ein burdigalisches Alter besitzt, auch die Annahme von mehreren Verfassern, die in ihren Berichten unter dem Rhyolithtuff burdigalische Bildungen festgestellt haben.

Mit der Frage der Gliederung des Miozäns in der Umgebung von Salgótarján hängt auch die Schichtfolge des ganzen Nördlichen-Nordöstlichen-Mittelgebirges eng zusammen und dieser Frage schliesst sich ausser dem Problem Helvet-Burdigal auch die Diskussion über die chattische und aquitanische Stufe an. Die Besprechung dieses Problems ist übrigens auch vom Gesichtspunkte des Auslandes aus zeitmässig. Eine zentrale Frage der Diskussion über die südbayerischen Cyrenen-Schichten [92, 93, 21] stellt gerade das Problem dar, wohin die Schichten mit »*Pectunculus obovatus*« (*Glycymeris obovata*) in Ungarn, sowie die Faunen von Eger und Balassagyarmat gehören, da diesbezüglich in der ungarischen Literatur bis zum heutigen Tag kein eindeutiger Standpunkt eingenommen wurde. Es muss also im Lichte der neueren faunistischen Beobachtungen eine Eliminierung der Gegensätze in der Gliederung versucht werden. Die faunistischen Angaben liefern in dieser stratigraphischen Umwertung nur Beweise, die Auffassung selbst ist in der ungarischen Literatur über die Gliederung des ungarischen Miozäns im Keime bereits mit einer grösseren oder minderen Bestimmtheit gegeben.

Vor allem ist es nötig, einige allgemeine stratigraphische und faunistische Begriffe zu klären, deren Gebrauch in verschiedenem Sinne bereits zu zahlreichen Missverständnissen geführt hat.

1. Vom allgemeinen stratigraphischen Gesichtspunkte aus ist zu klären:

a) Die Deutung der chattischen und aquitanischen Stufen,

b) Begriff und Alter des »Schliers«,

c) Die oligozäne-miozäne Schichtfolge des Siebenbürgischen Beckens.

2. Vom faunistischen Gesichtspunkte aus muss kritisch untersucht werden, inwiefern die Arten *Chlamys praescabriuscula*, *Amussiopecten burdigalensis*, *Glycymeris obovata*, *Tympanotonos margaritaceus* und *Potamides plicatus* als »Leitfossilien« zu gebrauchen sind, d. h. inwiefern sie einen Wert in der Altersbestimmung besitzen.

Die weiteren stratigraphischen Fragen können wie folgt gruppiert werden:

I. Frage des Helvets:

a) Die Schichtverhältnisse des Braunkohlenbeckens von Salgótarján und im Sajó-Tale,

b) Die Oncophoren-Schichten der Slowakei,

c) Die Frage des Helvets in der Umgebung von Budapest,

d) Die Parallelisierung mit den Hangendschichten von Salgótarján.

II. Die Frage des Burdigals:

a) Die Liegendschichten von Salgótarján,

b) Die Liegendschichten in der Südslowakei,

c) Die Frage des Burdigals in der Umgebung von Budapest und die Parallelisierung mit der Schichtenfolge von Salgótarján,

d) Die burdigalischen Schichten des Siebenbürgischen Beckens.

III. Die Frage des Aquitans und des Chatts:

a) Die Fauna von Eger und Balassagyarmat,

b) Das Aquitan in der Umgebung von Budapest.

1. Allgemeine stratigraphische Fragen

a) *Die Deutung der chattischen und aquitanischen Stufen*

In der neuesten französischen Literatur werden sowohl die chattischen (Brackwasser-) wie auch die aquitanischen (marinen) Schichten in das Oberoligozän eingeteilt und das Miozän mit dem Burdigal begonnen (Moret 1947, Lubet 1949, Gignoux 1950). Cossmann (Olig. en Aquitaine 1921) schliesst das Oligozän mit der rupelischen Schichtfolge ab und darüber gibt er das Vorhandensein eines Süsswasserkalkes an. Das marine Aquitain ist seiner Auffassung nach bereits entschieden eine miozäne Ausbildung, die allmählich ins Burdigal übergeht.

In der deutschen Literatur tauchte die Notwendigkeit einer Klärung der Begriffe Chatt und Aquitan an Hand der Gliederung der oberbayerischen Molasse auf. Sowohl Zöbelein [92] wie auch Hagn und Hölzl [21] betrachten die chattische Schichtfolge als obersten Horizont des Oligozäns und das Aquitan als untersten Horizont des Miozäns. Der Hauptgrund der Unklarheiten in dieser Frage liegt in der zweierlei Deutung des Aquitanbegriffes von Mayer-Eymar, der das Aquitan zuerst ins Untermiozän und dann ins Oligozän gestellt hat. Dieses Hin- und Herschieben der Bildungen erfolgte aber ohne Berücksichtigung der Faunen. Letzten Endes beruhen beide Ansichten auf der Einteilung von Blankenhorn [5], nach den das Oberoligozän oder (!) Unteraquitan (heutzutage Chatt) im allgemeinen eine Regressionsperiode der marinen Bildungen mit brackischen Faunaelementen, während das Mittelaquitan (im heutigen Sinne das richtige Aquitan) eine mit einer marinen Transgression

beginnende miozäne Periode darstellt. In diesem Sinne wurde auch die Gliederung der Bildungen im Siebenbürgischen Becken durchgeführt, wo A. Koch [32] die chattischen Schichten ins Oligozän und die aquitanischen ins Miozän eingereiht hat. Neuerdings stellt Lubet [38] im Zusammenhange mit der Besprechung der Bildungen des Gironde-Beckens ins Chatt limnische Süsswasserablagerungen und ins Aquitan den Sandstein von Bazas, diese marine Transgressionsbildung.

b) *Begriff und Alter des »Schliers«*

In der ungarischen Literatur liest man nicht nur über burdigalischen, helvetischen und tortonischen, sondern auch über tonigen, sandigen, Übergangs- bzw. tieferen, mittleren und höheren Schlier. Auch das Alter der Schlierbildungen mit einer Fauna vom Ottnanger Typus wird einmal ins Burdigal und dann wieder ins Helvet gestellt. Diese verschiedene stratigraphische Deutung des Schliers geht übrigens auch aus der Tatsache hervor, dass man den Schlier von Mogyoród »trotz« des Vorhandenseins von einigen Schlierformen ins Helvet gestellt hat [24, p. 25], obwohl gerade auf Grund dieser Formen die Fauna ins Helvet gestellt werden musste. Noszky sen. schreibt dem Schlier von Ottnang mal ein helvetisches, mal ein burdigalisches Alter zu, obwohl er zugibt, dass der Schlier neuerdings meistens ins Helvet gestellt wird [52, 53]. Das Alter des Schliers von Ottnang ist aber zweifelsohne helvetisch. Seine Stelle wurde auch bereits von Suess oberhalb der Schichten von Eggenburg und unterhalb der Grunder Schichten festgesetzt. Nach der neueren Literatur (Kautsky, Sieber, Götzinger, Andrusov, Seneš, Čechovič) wird einstimmig nur ein helvetisches Alter dem Schlier von Ottnang zugesprochen. Es scheint mir also zweckmässig zu sein, den Begriff Schlier auch bei uns nur für die Bildungen mit einer Fauna vom Typus des Ottnanger Schliers zu reservieren.

c) *Die oligozäne-miozäne Schichtfolge des Siebenbürgischen Beckens*

Die Parallelisierung der Schichtfolgen in unserem N—NO-lichen Mittelgebirge und im Siebenbürgischen Becken ist in der Literatur nicht einheitlich. Die Ursache dafür liegt offenbar in der Tatsache, dass Koch die marinen Schichten von Zsombor und Pusztaszentmihály im Hangenden der Cyrenen-Schichten anlässlich der Behandlung des siebenbürgischen Paläogens [31] ins Oberoligozän — (aber ins Aquitan!) — gestellt hat. Später, im zweiten Teile seiner Arbeit, behandelt er die aquitanische Stufe bereits als unterstes Glied des Neogens [32]. Dementsprechend betrachtet K. Telegdi-Roth [83] im Sinne der Gliederung von Koch die Schichten von Zsombor und Pusztaszent-

mihály als aquitanische und die Schichten von Korod und Hidalmás als burdigalische Bildungen. HORUSITZKY [29], FERENCZI [13] und PÁVAI VAJNA [59], schreiben den Schichten von Korod und Hidalmás ein aquitanisches Alter zu, obwohl sie nach der Auffassung von KOCH immer das Burdigal vertreten haben. MAJZON hält die Schichten von Zsombor für Chatt [39], dagegen GAÁL im Sinne von KOCH für Aquitan. NOSZKY sen. betont die Wichtigkeit der klassischen Gliederung von KOCH und wendet dieselbe auch an [55, p. 164] und auf Grund derselben gibt er im Jahre 1943 eine Gliederung des Oberoligozäns im ungarischen Mittelgebirge [58]. Trotzdem stellt er die Schichten von Zsombor und Pusztaszentmihály ins Chatt, obwohl sie nach KOCH ins Aquitan gehören und die Schichten von Korod ins Aquitan, obwohl ihnen von KOCH ein burdigalisches Alter zugeschrieben wurde.

2. Faunistische Fragen

Die stratigraphische Gliederung erfolgt oft auf Grund von ein bis zwei Faunaelementen, die man für charakteristisch hält. So durften bei uns *Tympanotonos margaritaceus*, *Potamides plicatus*, *Glycymeris obovata* nur Oberoligozän bedeuten. Die kleineren Pectines wurden als »*praescabriusculus*« bezeichnet und ohne weiteres ins Burdigal gestellt. Die neueren Faunauntersuchungen bewiesen aber, dass für die stratigraphische Auswertung nur die Gesamtfauna massgebend sein kann und auch innerhalb derselben die Tatsache, ob es in ihr neue Elemente gibt und wenn solche vorhanden sind, von welchem Charakter diese sind.

Die Gliederung des Untermiozäns beruhte bei uns auf dem Vorhandensein von *Ch. praescabriuscula*. Nach HORUSITZKY ist diese Art eine gute Leitform der burdigalischen Stufe [25, p. 326], NOSZKY behauptet aber das Gegenteil, aber nur für die Ausbildung in der Umgebung von Budapest [55, p. 168]. Das Hangende von Salgótarján wird von ihm gerade auf Grund dieser Art für burdigal gehalten, obwohl er betont, dass er den Leitfossilcharakter dieser Art stark anzweifelt [53, p. 99]. Er hat auch des öfteren die Revision dieser Art für nötig erklärt [55, p. 170]. Die Revision führte auf Grund eines Vergleiches mit ursprünglichen Exemplaren aus Frankreich zu dem Resultat, dass *Chlamys praescabriuscula* in der ungarischen Miozänfauna überhaupt nicht vorkommt. Die Formen, die für diese Art bestimmt wurden, vertreten die Arten *Ch. scabrella*, *Ch. macrotis* und *Ch. scabriuscula* bzw. ihre Unterarten, welche alle für eine feinere stratigraphische Gliederung nicht geeignet sind. In unserer Literatur wird auch *Glycymeris obovata* eine zu grosse Bedeutung zugeschrieben. Auf den unsicheren stratigraphischen Wert dieser Art wurde bereits auch von MAJZON hingewiesen [41]. Als eine absolute Leitform kann diese Art um so weniger betrachtet werden, weil unsere Schichten mit *Glycymeris obovata* (Buda-

fok, Eger, Balassagyarmat) auch zahlreiche neuartige miozäne Faunaelemente führen. Wenn wir nun den stratigraphischen Wert von *Tympanotonos margaritaceus* und *Potamides plicatus* betrachten, müssen wir darauf hinweisen, dass die Cerithien für eine feinere stratigraphische Gliederung nur in einem minimalen Masse verwendet werden können. *Potamides plicatus* ist eine der häufigsten Formen des die aquitanische Transgression einleitenden Sandsteines von Bazas [38] und auch nach SANDBERGER ist sie die häufigste Form im Miozän des Wiener und des Bordeauxer Beckens [62]. Auch die vertikale Verbreitung dieser Art ist sehr gross (vom Eozän bis zum Mittelmiozän!). Auch *Tympanotonos margaritaceus* ist eine Art, die sowohl im Oligozän als auch im Miozän vorkommt, in den aquitanischen und burdigalischen Bildungen Frankreichs besitzt sie auch recht viele Varietäten. In den Schichten von Eggenburg sind beide Arten häufig.

Demgegenüber schreibt unsere Literatur einzelnen tatsächlich charakteristischen Arten eine sehr geringe oder überhaupt keine stratigraphische Bedeutung zu. So wurden im allgemeinen die grossen Pecten-Formen wenig beachtet, wie die Arten *P. gigas*, *P. hornensis*, *P. holgeri* und *P. burdigalensis*. Von diesen muss in erster Linie der Art *Amussiopecten burdigalensis* eine wichtige stratigraphische Bedeutung zugeschrieben werden. Diese Art lebt nicht vom Oligozän bis zum Mittelmiozän, sondern ausschliesslich im untermiozänen Aquitan und Burdigal und zwar in dem ostmediterranen Raum, die erst mit der miozänen Transgression erscheint und in den nördlichen oligozänen und miozänen Bildungen fehlt. Aber auch die Arten *Pecten holgeri*, *P. hornensis* und *P. gigas* sind Formen, die erst im Laufe des Miozäns erscheinen und sich nur auf die burdigalische Stufe beschränken.

Betrachten wir unter Berücksichtigung der stratigraphischen und faunistischen Gesichtspunkte die Probleme der Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neueren Faunarevisionen.

I. Die Frage des Helvets

a) *Die Schichtverhältnisse des Braunkohlenbeckens von Salgótarján und im Sajó-Tale*

Die Gleichzeitigkeit der Kohlenbildung in beiden Becken kann nicht angezweifelt werden, obwohl wir diesbezüglich in der Literatur auch verschiedene Auffassungen lesen können. Nach SCHRÉTER ist die pectenführende Hangendserie in beiden Becken gleichaltrig und zwar helvetisch [66, 68]. Den pectenführenden Sandstein im Hangenden des Kohlenkomplexes von Salgótarján

habe auch ich auf Grund der Fauna ins Helvet gestellt [11]. Diese Auffassung steht im Gegensatze zu der allgemein verbreiteten Auffassung, wonach die Schichtserie des Hangenden ein burdigalisches Alter besitzt. Der Hauptgrund dafür, dass man das Hangende ins Burdigal gestellt hat, war das angebliche Vorkommen von *Ch. praescabriuscula*, obwohl NOSZKY sen. betont, dass diese Art noch näher untersucht werden muss [55]. Die Schwierigkeiten in der auf diese Art begründeten Gliederung sieht auch er selbst, als er das Hangende des Kohlenkomplexes von Salgótarján auf Grund dieser Art für burdigal erklärt [52, 54, 57], dagegen aber muss er in der Umgebung von Budapest zugeben, dass sich diese Art nicht allein aufs Untermiozän beschränkt [55, p. 171]. Die Faunarevisionen haben erwiesen [11], dass im Hangendsandstein des Salgótarjáner Beckens die Art *Ch. praescabriuscula* nicht vorhanden ist, so dass man auf Grund dieser Art hier keine Gliederung durchführen kann. Weder die hier auftretenden Pectines noch die Begleitfauna besitzen einen burdigalischen Charakter, sondern sie weisen auf ein helvetisches Alter hin.

Auch die stratigraphischen Beweise sprechen für ein helvetisches Alter des pectenführenden Hangendsandsteins. Auch nach VITÁLIS ist der pectenführende Hangendsandstein eine lokale Bildung von einer geringen (15—20 m) Mächtigkeit [87, p. 15]. Er scheint nicht einmal mit dem »burdigalischen Schlier« zusammen geeignet zu sein, um die burdigalische Stufe zu vertreten. Und dies um so weniger, da ein beträchtlicher Teil des »burdigalischen Schliers« auf Grund der Bohrprofile nicht ins Burdigal sondern ins Helvet gehört. In den Bohrprofilen 1—8 von Mátraverebély [89, Taf. I, II] ist der mittlere Rhyolithtuff zwischen dem helvetischen und burdigalischen Schlier angezeigt. Der mittlere Rhyolithtuff von NOSZKY sen., diese bei der Gliederung des ungarischen Miozäns sehr gut anwendbare Bildung, bildet die Grenze zwischen Helvet und Torton. Der in den Bohrprofilen angegebene helvetische Schlier kann also nur ein toniger tortonischer Sand und der als burdigal bezeichnete Schlier nur der helvetische Schlier sein. Der letztere geht nach den Bohrprofilen allmählich in den pectenführenden Hangendsandstein über bzw. wechsellagert mit diesem. NOSZKY stellte übrigens die ganze Schlierserie in die helvetische Stufe und liess nur die cardienführenden »Schiefern« und den pectenführenden Sandstein im Burdigal [57, p. 18]. Die Parallelisierung der Ausbildung in der Umgebung von Salgótarján und im Sajó-Tale weist auf einen engen Zusammenhang zwischen dem Schlier und dem pectenführenden Hangendsandstein hin. In der Umgebung von Salgótarján besitzt der pectenführende Sandstein eine geringe Mächtigkeit, während der Schlier in grosser Mächtigkeit ausgebildet ist, im Sajó-Tal bleibt dagegen stellenweise der Schlier überhaupt fort und er wird von einem pectenführenden Sandsteinkomplex von mehreren hundert Metern Mächtigkeit vertreten. Nach VADÁSZ vertritt der pectenführende Sandsteinkomplex einen mit dem Schlier zusammenhängenden einheitlichen Sedimentationsvorgang und gehört ins Helvet [86, p. 203].

b) *Die Oncophoren-Schichten der Slowakei*

Vergleichen wir nun die Hangendschichten von Salgótarján, deren Alter sich als Helvet erwies, mit den Bildungen der südslowakischen Gebiete, die mit diesen in einem engen genetischen Zusammenhange stehen. Die slowakischen Forscher haben im allgemeinen die für das Salgótarjáner Becken festgestellte neuere Auffassung von NOSZKY sen. für die Gliederung der slowakischen Bildungen angewendet. Die neueren Untersuchungen führten aber auch in der Slowakei zu dem Resultat, dass man es im unmittelbaren Hangenden mit helvetischen Bildungen zu tun hat. ČECHOVIČ stellte die Schichten in der Umgebung von Kékkő (Kamenica), wo in den cardienführenden Schichten auch eine Oncophora-Art gefunden wurde, in das untere Helvet [7]. Durch diese Behauptung wird gleichzeitig auch den oberen pectenführenden Schichten ein helvetisches Alter zugeschrieben, da die cardienführenden Schichten und der Pectensandstein auch seiner Auffassung nach nicht notwendigerweise übereinander folgende Schichten darstellen, sondern sich gegenseitig vertreten. Er meint, dass die an der Basis des helvetischen Schliers vorkommenden Schichten mit Oncophoren und Cardien die ausgesüssten Buchten des helvetischen Meeres bedeuten, deren Aequivalente die manganführenden Schichten (obere Pectenschichten) darstellen, die auf eine langsame Transgression des helvetischen Meeres hinweisen. Neuerdings hat ČECHOVIČ in den cardienführenden Schichten des Salgótarjáner Beckens die Oncophoren ebenfalls vorgefunden [10]. Auch SENEŠ stellt die Oncophoren-Schichten, die im Liegenden des Pectensandsteins (oder damit wechsellagernd) vorhanden sind, in das untere Helvet [74]. Zwei ganz verschiedene Faunauntersuchungen haben also zu demselben Ergebnisse geführt und bewiesen, dass die oncophoren- und cardienführenden Schichten und die mit ihnen gleichaltrigen Pectensandsteine helvetische Bildungen darstellen.

c) *Die Frage des Helvets in der Umgebung von Budapest*

H. BÖCKH [6] stellte den Bryozoen-Kalkstein und den praescabriusculus-führenden Sand in den oberen Horizont des Untermediterrans. Diese Auffassung wurde von NOSZKY sen. und von HORUSITZKY in verschiedenem Sinne modifiziert, wodurch eine recht rege Diskussion hervorgerufen wurde. Im Mittelpunkt dieser Diskussion stand der Zug Váchartyán—Csomád—Fót—Mogyoród—Cinkota—Törökbálint, sie betrifft aber notwendigerweise auch die miozäne Schichtserie des ganzen nordöstlichen Mittelgebirges. In der Gliederung des Miozäns in der Umgebung von Budapest spielen 1. der Bryozoensand und Schlier, 2. der Sand mit »*Aequipecten praescabriusculus*«, 3. der Anomiensand und 4. der Sandstein mit grossen Pectenformen von Budafok eine Rolle. Die beiden letzteren Schichtreihen werden im Zusammenhange mit der Frage des Burdigals besprochen.

Der Schlier von Mogyoród wurde von HORUSITZKY zuerst in die helvetische Stufe und die im Liegenden dieser Bildungen vorhandenen »praescabriusculus«-Schichten in den oberen Horizont des Untermediterrans gestellt und mit dem Schlier von Ottnang (nach ihm Burdigal) parallelisiert [24]. Er bemerkt noch, dass der Bryozoenkalkstein ein Äquivalent der »praescabriusculus«-Schichten ist, also ebenfalls burdigal. Später stellt er den Bryozoenkalkstein und den Schlier von Mogyoród ins Helvet und lässt nur den pectenführenden Sand im Burdigal [25].In dieser Studie kehrt HORUSITZKY auf eine frühere Feststellung von NOSZKY sen. zurück, der die pectenführenden Schichten ins Helvet gestellt hat [53]. NOSZKY führt später eingehend seine Auffassung aus, wonach in der Umgebung von Budapest keine burdigalischen Schichten vorhanden sind und der Bryozoen-Kalkstein das unmittelbare Liegende der vulkanischen Bildungen vertritt und einen genauen Leithorizont des Helvets darstellt, mit dem der praescabriusculusführende Sand sowie auch der Schlier eng verbunden sind [55].

Die Diskussion war bis jetzt insofern als entschieden zu betrachten, als beide Forscher sowohl dem Bryozoenkalkstein sowie dem Schlier gleich ein helvetisches Alter zuschrieben. Es blieb aber noch die Frage der Zugehörigkeit des »praescabriusculus«-Sandes offen. Im Laufe der neuen Faunauntersuchungen hat es sich erwiesen, dass *Ch. praescabriuscula* in der Fauna nicht vorhanden ist. Die Mehrzahl der Exemplare, die für diese Art bestimmt wurden, gehören in den Formenkreis *Ch. macrotis* (so auch das Fóter Exemplar von BÖCKH!) und die übrigen hier vorkommenden Pectenarten *(fuchsi styriaca, jakloweciana, tournali)* weisen eher auf ein helvetisches Alter hin. Dadurch hört der Zwang, diese Bildung ins Burdigal zu stellen, auf und dies umsomehr, da nicht eine einzige der charakteristischen burdigalischen Pectenarten in der Fauna vorzufinden ist. Auch die stratigraphischen Überlegungen unterstützen eher die Auffassung von NOSZKY sen., so unter anderem die Tatsache, dass der Bryozoenkalkstein — unmittelbar oder im Zusammenhange mit dem Schlier — enger mit dem »praescabriusculus«-Sand verbunden ist als dieser mit dem Anomiensand. Darauf wies auch HORUSITZKY hin, der den Liegendcharakter des Anomiensandes bezw. die konkordante Lagerung zwischen dem pectenführenden Sand und dem Schlier betonte [24]. HORUSITZKY sondert den Anomiensand ab und hebt hervor, dass er an mehreren Stellen von kreuzgeschichtetem Riffsand vertreten wird [25]. Die konkordante Lage des bryozoenführenden Sandes. und des Pectensandes in Fót wird von VOGL festgestellt[90]. Diese Feststellung wird dann sowohl von STRAUSZ [79] wie auch von NOSZKY sen. bestätigt [55]. Die Faunauntersuchungen erwiesen, dass die Pecten-Fauna der Schottergrube in mehr oder minder gut erhaltenen Exemplaren auch in der Bryozoen-Fazies vorzufinden ist. Auf Grund der Fauna gehören beide Bildungen ins Helvet.

Das Ergebnis der Faunauntersuchungen sowie die richtige Deutung des Schlierbegriffes gleichen den Widerspruch zwischen der Auffassung von HORU-

SITZKY und NOSZKY sen. betreffs des Helvets und Burdigals in der Umgebung von Budapest aus. Richtig ist die Annahme von HORUSITZKY, wonach der »praescabriusculus«-Horizont dem des Schliers von Ottnang entspricht, jedoch mit der Bemerkung, dass der Schlier von Ottnang ins Helvet und nicht ins Burdigal gehört. Seine Auffassung aber [25], dass die Grenze Burdigal-Helvet oberhalb der aequipectenführenden Schichten liegt, wird weder durch die Fauna noch durch die stratigraphische Lage bestätigt. Er teilt zwei Feststellungen mit, die sogar als Gegenbeweise für seine Auffassung angeführt werden können. Die eine ist die Tatsache, dass er die »praescabriusculus«-Schichten mit dem Anomiensand in dieselbe Stufe stellt, obwohl er selbst die Abweichung der beiden Schichten vom Gesichtspunkte des Horizontes aus betont. Die andere ist der Umstand, dass er im praescabriusculusführenden Sand eine aequivalente Bildung der Schicht mit den grossen Pectenformen von Budafok betrachtet [25]. Der Sandstein mit den grossen Pectenformen von Budafok besitzt tatsächlich ein burdigalisches Alter, lässt sich aber weder auf Grund seiner Fauna noch auf dem seiner stratigraphischen Lage mit den »praescabriusculusführenden« Schichten parallelisieren. Auf diese wichtige Feststellung hat FÖLDVÁRI hingewiesen, als er betonte, dass die pectenführenden Schichten am linken Donauufer viel jünger sind als die »oligo-miozänen« Bildungen von Budafok [16].

Die Faunauntersuchungen unterstützen also den Standpunkt von NOSZKY sen., wonach am linken Donauufer die Bryozoen-Fazies, der Schlier und der »praescabriusculus«-Sandstein heteropische Fazies darstellen und ein helvetisches Alter besitzen. Dieser Feststellung widerspricht auch die stratigraphische Lage nicht.

d) *Parallelisierung mit den Hangendschichten von Salgótarján*

Auch die Frage der Parallelisierung des pectenführenden Sandsteins in der Umgebung von Budapest sowie im Ipoly- und Sajó-Tale war ebenfalls nicht geklärt. Wenn man nämlich die pectenführenden Hangendschichten von Salgótarján für burdigal hält, so könnte man die Äquivalente dieser Bildung nur im Anomiensand der Umgebung von Budapest bzw. im grosse Pectenes führenden Sandstein von Budafok suchen. Die Unhaltbarkeit dieser Parallelisierung wird durch den abweichenden Charakter der einzelnen Faunen klar bewiesen. Auch die Notwendigkeit dieser Parallelisierung wird durch die stratigraphische Lage nicht bedingt. NOSZKY hat festgestellt, dass im nordöstlichen Teil des Komitats Pest der Pectensandstein und der Übergangsschlier kein burdigalisches sondern ein helvetisches Alter besitzen [53]. Er stellt aber ferner fest, dass der Schlier in der Umgebung von Budapest sowie der Schlier im höheren Hangenden des Salgótarjáner Kohlenbeckens isopische und äquivalente Bildungen sind [55]. Auch nach HORUSITZKY soll man den Bryozoenkalkstein für die äquivalente Bildung des Salgótarjáner Schliers halten, da die Eruptionszeit der Tuffe in

der Umgebung von Mogyoród mit der des mittleren Rhyolithtuffs im Cserhátgebirge identisch ist [24, 25]. Seine Auffassung aber, dass man in den aequipectenführenden Schichten der Umgebung von Budapest nicht eine Bildung der helvetischen Stufe anzusehen hat, scheint nach der Auffassung von NOSZKY sowie auch auf Grund der Fauna unberechtigt zu sein. Die Auffassung von NOSZKY und HORUSITZKY stimmt damit überein, dass im Hangenden der »praescabriusculus«-Schichten in beiden Gebieten Schlier vorhanden ist und dass dieser Schlier sich allmählich aus den Pectenschichten ausbildet. Die faunistische Tatsache, dass die für das Burdigal bezeichnende Art *Ch. praescabriuscula* in beiden Gebieten fehlt und die Fauna sonst ebenfalls in beiden Gebieten auf ein helvetisches Alter hinweist, überbrückt die Gegensätze zwischen der Auffassung von NOSZKY und der von HORUSITZKY, die im wesentlichen, im Falle der Schichten der Umgebung von Budapest, nur betreffs der »praescabriusculus«-Schichten bestanden haben. Es liegt also kein faunistisches oder stratigraphisches Hindernis vor, den »praescabriusculus«-Sand in der Umgebung von Budapest mit dem Pectensandstein im Hangenden des Kohlenkomplexes von Salgótarján zu parallelisieren.

II. Die Frage des Burdigals

a) *Die Liegendschichten von Salgótarján*

Über das Alter der Liegendschichten von Salgótarján sind die Ansichten recht verschieden. Ins Burdigal werden sie gestellt von NOSZKY, SCHRÉTER, mittelbar von HORUSITZKY und teilweise von SZENTES, ins Aquitan von FERENCZI, HORUSITZKY, ins Chatt von NOSZKY, VITÁLIS, VADÁSZ und BARTKÓ. Unter dem unteren Rhyolithtuff im Liegenden des Kohlenkomplexes liegt eine Schichtserie mit grossen Pectenarten. Ihr Alter habe ich auf Grund der Fauna als Burdigal festgesetzt [12]. Durch diese Behauptung wird die Annahme von NOSZKY sen. bestätigt, der diese in seinen früheren Aufnahmeberichten [44, 49] ins Burdigal gestellt hat. Später hat NOSZKY diese faunaführende Schichtserie ins Chatt gestellt und liess das Miozän mit der terrestrischen Periode beginnen [51, 52, 54, 57]. Dieser Standpunkt von NOSZKY wurde dann später als die allgemein anerkannte Schichtfolge des Salgótarjáner Beckens angenommen. Am Anfang hat SCHRÉTER [65] unter dem unteren Rhyolithtuff im Liegenden des Kohlenkomplexes eine aquitanisch-burdigalische Schichtreihe vermutet, später aber wies er darauf hin, dass das unmittelbare Liegende des Rhyolithtuffs auf Grund seiner charakteristischen Fauna nicht tiefer als ins Burdigal gestellt werden kann [68]. HORUSITZKY schaltet zwischen dem Oligozän und den terrestrischen Bildungen im Liegenden des Kohlenkomplexes von Salgótarján eine aquitanische Schichtfolge ein [28]. Neuerdings hat BARTKÓ [3] die Oligozän-

Miozän-Grenze noch höher hinaufgeschoben und sah, im Gegensatze zu der späteren Auffassung von NOSZKY sen., in den terrestrischen Bildungen nicht den Anfang des Miozäns sondern das Ende des oligozänen Sedimentationszyklus. Die gleichzeitig vorgebrachten paläontologischen Beweise sind aber nicht überzeugend [35, 43]. Nach JABLONSZKY weisen die Pflanzenreste einen unter- oder mittelmiozänen Charakter auf, aber keine aquitanischen Züge. Auch die Wirbeltierreste lieferten im Gegensatze zu der Auffassung ABELS keine neueren Beweise. Nach ABEL dürfte das Alter des Sandsteins mit den Fährten höchstens burdigal und bestimmt nicht älter sein. In Anbetracht der abwechslungsreichen Auffassung über die Gliederung der Liegendschichten des Kohlenkomplexes hat man natürlich auch den Kohlenflözen selbst verschiedene Alter zugeschrieben.

Dass NOSZKY sen., der zuerst den Liegendschichten des Kohlenkomplexes ursprünglich ein burdigalisches Alter zugeschrieben hat, später diese Bildungen ins Chatt gestellt hat, kann allein dadurch erklärt werden, dass NOSZKY die terrestrischen Bildungen ins Aquitan gestellt hat, um dadurch eine entsprechende Schichtreihe für die Ausfüllung des Aquitans zu haben, worauf auch HORUSITZKY hinweist [28]. HORUSITZKY stellt aber auch die Fauna des Liegenden ins Aquitan [28], und die terrestrischen Bildungen in das untere Burdigal [30]. Derselbe Standpunkt wird auch von FERENCZI angenommen [14].

In der Literatur wird aber immer wieder die erste Auffassung von NOSZKY, wonach im Liegenden des Kohlenkomplexes eine burdigalische Fauna vorhanden ist, wiederholt. Auf diese Auffassung beruft sich SZALAI [80] und ihre Richtigkeit wird auch durch die unmittelbaren Feststellungen von SCHRÉTER [68, 69] bestätigt. SCHRÉTER kam nämlich im Braunkohlenbecken vom Komitat Borsod auf Grund der Fauna mittelbar zu demselben Resultat [66]. Er hat ferner im Ipoly—Sajó-Becken [71] sowie in der Umgebung von Hevesaranyos, Bátor, Szucs [70] unter dem Rhyolithtuff eine burdigalische Schichtfolge festgestellt. F. SZENTES stellte die terrestrische Schichtfolge im Liegenden des Rhyolithtuffs im Gebiet zwischen Pétervására und Salgótarján ins Burdigal [81], allerdings behauptet er später diese Annahme nicht mehr so fest [82]. ROZLOZSNIK [60] erwähnt im Gebiet zwischen Parád und Recsk unter dem Rhyolithtuff eine miozäne Schichtreihe und stellte fest, dass man zu der Erklärung dieser Auffassung auf die alte Vermutung von NOSZKY sen. aus dem Jahre 1910 zurückgehen muss. Darauf weist übrigens auch GAÁL [17] hin, der betont, dass die ganze neue Auffassung von NOSZKY sen. über die Schichtreihe von Salgótarján revidiert werden muss. Auch PÁVAI VAJNA befasst sich mit den Schwierigkeiten [59], die sich aus der älteren und neueren Auffassung ergeben. Eine wichtige Feststellung vom Gesichtspunkte der Abgrenzung der oligozänen und miozänen Ablagerungen ist I. FERENCZI [15] zu verdanken, der auf Grund seiner im Ipoly-Becken durchgeführten Aufnahmearbeiten mit HORUSITZKY zusammen zu dieser Annahme gelangte [13, 14]. Es gelang FERENCZI zwei erdgeschichtliche

Momente festzustellen : erstens den Nachweis einer vollkommenen Regression am Ende des Oligozäns auf Grund von helixführenden terrestrischen Schichten und zweitens den Nachweis einer Transgression am Anfang des Miozäns. Es wird dabei die Möglichkeit betont, dass diese Transgression erst im Burdigal erfolgte.

Auch die oberen Angaben beweisen also, dass man es im Liegenden des Kohlenkomplexes mit einer miozänen bzw. burdigalischen Schichtfolge zu tun hat. Die Faunauntersuchungen bestätigen die Annahme, dass die Liegendschichten des Kohlenkomplexes ein burdigalisches Alter besitzen.

b) *Die Liegendschichten in der Südslowakei*

Die Schwierigkeiten in der Gliederung des Miozäns tauchen auch in den südslowakischen Gebieten, die mit der Umgebung von Salgótarján genetisch eng zusammenhängen, auf. Die Gliederung erfolgte auf Grund der ungarischen Verhältnisse, jedoch hat Seneš im Liegenden aus der Umgebung von Rapovce keine chattische, sondern eine aquitanische Fauna angeführt [73, 23], welche aber meines Erachtens typisch burdigal ist. Meine Vermutung schliesst natürlich nicht die Möglichkeit aus, dass in den tieferen Horizonten auch eine aquitanische Fauna vorkommt (Profil 20). Auch im Zusammenhange mit der Gliederung des südslowakischen Oligozäns [75] weist er auf die Schwierigkeiten hin. Čechovič führt im Liegenden aquitanische-burdigalische Schichten auf [7] bzw. erwähnt am Nordrande des Beckens [9] unter dem Rhyolithtuff, Sandstein und Konglomerat eine burdigalische Fauna. Andrusov [2] stellt den Pecten-Horizont der westslowakischen Hügellandschaft ins Burdigal. Diese Bildung entspricht dem Liegenden im Salgótarjáner Kohlenbecken. Seiner Auffassung nach verdienen die hier auftretenden Pectenformen, die ausschliesslich von burdigalischem Charakter sind, ein besonderes Interesse [1]. Die entscheidenden Beweise für ein burdigalisches Alter des Liegenden in den slowakischen Gebieten bleiben vorläufig noch aus.

c) *Die Frage des Burdigals in der Umgebung von Budapest und die Parallelisierung mit der Schichtfolge von Salgótarján*

Bei der Besprechung dieser Fragen müssen wir in erster Linie wieder auf die verschiedenen Auffassungen von Noszky sen. und Horusitzky hinweisen, welche sich teilweise auf den Anomiensand in der Umgebung von Budapest und teilweise auf die Budafoker Schichten mit den grossen Pectenformen beziehen.

Der Anomiensand wurde seinerzeit von H. Böckh in die untere Stufe des Untermediterrans eingereiht [6]. Noszky sen. hat den Anomiensand auf dem linken Donauufer teilweise ins Chatt (Csomád), teilweise ins Burdigal

(Cinkota, Csömör, Fót) gestellt [51]. HORUSITZKYs Auffassung nach kann der Anomiensand mit dem Horizont von Gauderndorf-Eggenburg identifiziert werden und er vertritt eine Fazies im tieferen Horizonte des Burdigals [24, 25]. Später stellte er den Anomiensand (Bodzás von Mogyoród) bereits ins Aquitan.

Die Anomien können aber allein nicht als Leitfossilien betrachtet werden. Sie treten meistens mit Ostreen und Pectenarten auf. Das Alter des Anomiensandes — in Anbetracht dessen, dass es sich um isopische Fazies handelt — kann nur von Fall zu Fall auf Grund der Begleitfauna und der stratigraphischen Lage entschieden werden. Anomien kommen sowohl in den pectenführenden helvetischen (Csomád, Cinkota), wie auch in den burdigalischen Schichten mit den grossen Pectenformen (Budafok, Kisterenye) und auch in der aquitanischen Schichtreihe (Törökbálint) vor. Die »aequipecten praescabriusculus-Schicht« und die Fauna von Budafok mit den grossen Pectenformen können nicht als gleichaltrige Bildungen betrachtet werden, obwohl sie beide in der Literatur als »anomien-pecten-ostreenführende Schichten« bezeichnet werden. Die Schichtserie von Budafok mit den grossen Pectenformen wurde von HALAVÁTS [22] und SCHAFARZIK [63] ins Burdigal, von LŐRENTHEY [37] und H. BÖCKH [6] ins Untermiozän gestellt. Von FÖLDVÁRI wurden sie für oligo-miozäne Übergangsschichten gehalten. Er betont, dass diese Bildung älter ist als die pectenführenden Ablagerungen am linken Donauufer [16]. Nach NOSZKY sen. ist die Fauna chattisch [55]. HORUSITZKY erklärt die Fauna für charakteristisch burdigalisch [25]. Auch VADÁSZ stellt diese Bildung ins Burdigal [86]. Auf Grund der Pectenfauna können die beiden letzten Feststellungen als bestätigt betrachtet werden.

Die Pectenuntersuchungen, die gerade im Gange sind, werfen ein Licht auf den Unterschied hin, der zwischen der Fauna des helvetischen Bryozoenkalksteins und Pectensandsteins in der Umgebung von Budapest (Váckisújfalu, Cinkota, Csomád, Fót, Mogyoród, Mátyásföld, Püspökhatvan) und den burdigalischen Schichten mit den grossen Pectenformen (Budafok), bezw. mit den Anomien (Vác, Verőce, Göd, Pomáz, Bodzás von Mogyoród) besteht. Die Gliederung der Bildungen in der Umgebung von Budapest wurde durch zwei Umstände erschwert : erstens der allgemeine Gebrauch der Bezeichnung »praescabriusculus« und zweitens die Tatsache, dass die kohlenflözführende Schichtserie zwischen dem Burdigal und dem Helvet in der Umgebung von Budapest nicht ausgebildet ist. Anlässlich der Untersuchung der Fauna der Liegendschichten des Kohlenkomplexes von Salgótarján habe ich bereits darauf hingewiesen [11], dass die Fauna von Budafok (Nagyárok, Pacsirtahegy, Péterhegy) sich mit dem Liegenden von Salgótarján parallelisieren lässt. Die Gleichaltrigkeit wurde bereits auch von NOSZKY [55] und HORUSITZKY [28] betont, in ihrer Auffassung gab es nur betreffs des Alters einen Unterschied.

Auf Grund der Fauna gehört sowohl das Liegende von Salgótarján wie auch der Anomiensand in der Umgebung von Budapest bzw. der Sandstein von Budafok mit den grossen Pectenformen ins Burdigal.

d) *Die burdigalischen Schichten des Siebenbürgischen Beckens*

Im Zusammenhange mit der Gliederung des Miozäns weist die Literatur oft auf eine Parallelisierung mit dem Siebenbürgischen Becken hin. NOSZKY sen. betont unter Berufung auf die Gliederung der siebenbürgischen Bildungen von KOCH, dass es notwendig ist, die Bildungen in einzelnen Stufen einzuteilen [55]. Später gibt er auf Grund der Einteilung KOCHs eine ausführliche Gliederung des ungarischen Oligozäns an[58, Tabelle]. NOSZKY hat aber, wie darauf bereits hingewiesen wurde, die Stufeneinteilung irrtümlich angewendet, da KOCH[32] die Schichten von Hidalmás und Korod ins Burdigal gestellt hat. Auf Grund der Fauna muss der Sandstein mit den grossen Pectenformen von Budafok und Salgótarján mit diesen Schichten parallelisiert werden. Die Liegendfauna mit den grossen Pectenarten von Salgótarján steht, wie das bereits auch von NOSZKY betont wurde, in nächster Verwandschaft mit der burdigalischen Fauna des Eggenburger Beckens. Das burdigalische Alter der Schichten von Hidalmás und Korod wurde von KOCH bereits im Jahre 1900 festgestellt, während die Bearbeitung der Fauna von Eggenburg von SCHAFFER erst im Jahre 1910 publiziert wurde. Man kann hier also nicht davon reden, dass die Analogie mit dem Wiener Becken um jeden Preis durchgeführt werden soll. Es handelt sich einfach um die Tatsache, dass die Schichten von Korod, Salgótarján und Budafok auf Grund solcher Faunen ins Burdigal gestellt wurden, die für diese Stufe überall anerkannte Leitfaunen sind.

III. Die Frage des Aquitans

a) *Die Fauna von Eger und Balassagyarmat*

Auf Grund der Faunarevisionen kann es immer fester behauptet werden, dass bei uns die marine aquitanische Stufe von der Fauna von Eger und Balassagyarmat vertreten wird.

Die Fauna von Eger wird von K. TELEGDI-ROTH [83] für Oberoligozän erklärt, jedoch bemerkt er, dass in ihr dem Oligozän gegenüber bereits zahlreiche neue Formen vorhanden sind. Die Schwierigkeiten der Gliederung sieht er in dem Umstand [84], dass hier der Anomiensand fehlt. Er bemerkt, dass seiner Auffassung nach die Fauna von Eger vom paläontologischen Gesichtspunkte aus bereits fast dem Begriff einer aquitanischen Fauna entspricht. Auch NOSZKY sen. weist auf die Übereinstimmung mit der aquitanischen Fauna Frankreichs hin, aber nach ihm ist hier das Oberoligozän des Aquitanischen Beckens bereits (?) eine Süsswasser- bzw. Brackwasserbildung, die man damit nicht verwechseln kann [56]. Diese ganze Auffassung beruht aber auf einem Irrtum, da die französische aquitanische Stufe einen entschieden marinen

Charakter aufweist, die Transgression wird hier durch den Sandstein von Bazas eingeführt und die chattische Schichtfolge durch brackische bzw. Süsswasserbildungen vertreten. GAÁL [17] stellt die Fauna von Eger und Balassagyarmat in das Untermiozän und betont, dass die obere Grenze des Oligozäns unmittelbar unterhalb dieser Schichtreihe zu finden ist. PÁVAI VAJNA [59] hält die Fauna von Balassagyarmat für eine tiefere Fazies mit einer verarmten Fauna der ufernahen, mit *P. obovatus* charakterisierten oligozänen Bildung. Nach HORUSITZKYs Auffassung wird der fossilführende Horizont von Eger sowohl durch seine Lage wie auch durch seine Fauna ins Aquitan zu stellen sein [30]. Auch VADÁSZ stellt die Fauna ins Aquitan [86, Tabelle 8].

Die Altersbestimmung der Fauna von Eger und Balassagyarmat scheint auch im Auslande grosses Interesse erweckt zu haben. SORGENFREI [77] weist auf eine grosse Ähnlichkeit zwischen der dänischen aquitanischen und der Egerer und Balassagyarmater Fauna hin. Seines Erachtens ist die Feststellung von GÁÁL über das Alter der Faunen richtig. SENEŠ [76] stellt die Fauna ins Aquitan. Auch in der Diskussion von ZÖBELEIN [93], HAGN und HÖLZL [21] über die oberbayerischen Cyrenen-Schichten spielt die Schichtreihe von Eger und Balassagyarmat eine wichtige Rolle.

Sowohl TELEGDI-ROTH wie auch NOSZKY sen. haben der Fauna von Eger auf Grund einer Übereinstimmung mit der norddeutschen Oligozänfauna ein chattisches Alter zugeschrieben. Zu einem Vergleich ist aber die norddeutsche Oligozänfauna nicht geeignet, weil in den fast hundert Jahre alten Arbeiten von BEYRICH und SPEYER oligozäne und miozäne Faunen gleichzeitig beschrieben worden sind. Wenn wir aber die Fauna von Eger und Balassagyarmat mit der von KOENEN bearbeiteten norddeutschen miozänen und mit der unlängst von GÖRGES [19] revidierten Kasseler chattischen Fauna vergleichen, so ist die Übereinstimmung gar nicht mehr auffallend. In der Fauna von Eger und Balassagyarmat kommen fast in gleicher Zahl Formen des norddeutschen Miozäns und Oligozäns vor. Die meisten Formen, die man bei uns für das Chatt charakteristisch hielt, fehlen überhaupt in der chattischen Fauna von Kassel. Eine endgültige Klärung der Frage bedarf natürlich einer genauen Faunarevision, soviel ist aber schon zweifelsohne festzustellen, dass bei uns ein Übergewicht der miozänen Formen vorhanden ist. Die Bestätigung dieser Annahme kann auf Grund der Faunaliste von NOSZKY sen. und TELEGDI-ROTH durch zahlreiche Beweise erfolgen:

1. Die Zahlen besagen zwar für sich nicht viel, aber wenn man die Schneckenfauna betrachtet, ersieht man, dass die chattische Fauna von Kassel und Eger 17 und das norddeutsche Miozän und Eger 16 gemeinsame Formen besitzen.

2. In der Fauna von Kassel fehlen diejenigen Formen, die bis jetzt in der Egerer Fauna als die charakteristischsten chattischen Formen galten, wie: *Xenophora deshayesi*, *Voluta ficulina*, *Typhis horridus*, *Melongena lainei*, *M.*

basilica etc. Der grösste Teil der Arten besteht aus miozänen Formen oder solchen, die im Oligozän und Miozän gleich vorkommen.

3. Für ein entschieden miozänes Alter der Fauna von Eger spricht das Auftreten von solchen Arten, die nur aus dem Miozän bekannt sind. Ihre Anzahl beträgt 105. Von diesen sind 15 für das französische Aquitan charakteristisch, 13 leben vom Burdigal bis Helvet und 75 vom Helvet bis zum Torton. (Diesbezügliche ausführliche Faunaliste befindet sich im ungarischen Text s. Annales Musei Nationalis Hung., Series Nova, Tomus VII, Budapest 1956.) Diese Arten sind ausschliesslich miozäne Formen, die im französischen, norddeutschen und italienischen Miozän gleich vorkommen, aber sowohl im norddeutschen Oberoligozän (Kassel, Lippe-Detmold) wie auch im italienischen Oligozän (Ligurien, Piemont, Vicenza) fehlen.

4. Den neu auftretenden miozänen Formen muss man in der Fauna von Eger eine viel grössere Rolle zuschreiben als den verhältnismässig geringen oligozänen Arten, die in der Fauna noch vertreten sind. Die Fauna von Eger enthält zahlreiche solche Elemente, die mit den aus den bayerischen — seinerzeit noch als Oligozän betrachteten Talberger [20] — Schichten stammenden Formen identisch und die im Lichte der neueren Untersuchungen als Aquitan zu betrachten sind [21, 92, 93].

5. Für ein miozänes Alter der Fauna von Eger sprechen übrigens auch negative Beweise: von den für das norddeutsche Oligozän charakteristischen Arten von GÖRGES kommt in der Fauna von Eger nicht eine einzige vor.

6. Endlich muss man noch das Auftreten mancher besonders charakteristischen Arten in der Fauna von Eger und Balassagyarmat in Betracht ziehen, so z. B. das Erscheinen von *Flabellipecten burdigalensis*, die überall im Aquitan erscheint und auch den Höhepunkt ihrer Entwicklung im Burdigal erreicht. Diese Art wandert von Osten ein und fehlt in der bayerischen unteren Molasse, im norddeutschen Oberoligozän und sowohl im Oligozän wie auch Miozän des Mainzer Beckens. Dagegen findet man diese Art in den aquitanischen und burdigalischen Bildungen der Bordeauxer Bucht und Norditaliens. Demgegenüber fehlen die Oberoligozänen Pectenarten von Kassel [19] und Doberg [18] ebenso in der Fauna von Eger und Balassagyarmat wie auch im französischen und italienischen Oligozän.

Ihrer Zusammensetzung nach steht also die Fauna von Eger und Balassagyarmat den aquitanischen Faunen viel näher als der chattischen Fauna Norddeutschlands. Die Fauna entstammt der ersten Ablagerung des transgredierenden miozänen Meeres und ihr Alter ist somit aquitanisch. Das vom Südosten her vordringende Meer dürfte mit den nördlichen Meeren in Verbindung gestanden haben, der Austausch der Faunaelemente erfolgte aber erst im Laufe des Miozäns, worauf auch mehrere mit dem norddeutschen Miozän gemeinsame Arten hinweisen.

Gleichaltrig mit der Fauna von Eger und Balassagyarmat ist die Fauna

von Helemba (Kovácspatak), deren aquitanisches Alter zwischen Szob, Helemba und Kövesd auch von SCHAFARZIK und SZONTÁGH betont wird (Földtani Közlöny 12, 1882). Ähnliche Charakterzüge weist auch die auch von HORUSITZKY für Aquitan erklärte Fauna im Südteil des Komitats Nógrád [29]. Hierher müssen auch jene Schichten aus der Umgebung von Patvarc, Becske und Rétság eingereiht werden, die stellenweise auch *Glycymeris obovata* enthalten und die von Kohlenspuren begleitet werden, welche älter als die Salgótarjáner Kohle sind.

b) *Das Aquitan in der Umgebung von Budapest*

Über das Aquitan in der Umgebung von Budapest sind in der Literatur recht widersprechende Angaben zu finden. FÖLDVÁRI schreibt über oligomiozäne Übergangsschichten von mariner Ausbildung über dem Chatt [16], NOSZKY gibt an der Stelle des Aquitans in der Umgebung von Budapest das Fehlen von Sedimenten [58, Tabelle] und VADÁSZ eine Konkordanz [86, Tabelle] an.

Wenn man die Faunen untersucht, ist die Ähnlichkeit zwischen der *Glycymeris obovata* führenden Fauna von Törökbálint und der Fauna von Eger und Balassagyarmat sehr auffallend. Auf diese Tatsache weist bereits auch die ältere Literatur an mehreren Stellen hin. Die Schichten Glycymeris obovata wurden von HANTKEN, SZABÓ, HOFMANN und LŐRENTHEY ins Untermiozän, von HALAVÁTS ins Aquitan, von SCHAFARZIK ins Burdigal, von FÖLDVÁRI [16] und NOSZKY [55] ins Chatt gestellt. Die Ähnlichkeit zwischen der Glycymeris obovata-Schicht von Törökbálint und der Fauna von Eger wird bereits auch von K. TELEGDI-ROTH [83] erwähnt. Nach NOSZKY vertritt zwar die Schicht mit *Pectunculus* einen tieferen Horizont als die Egerer Fauna [56], aber im Einklang mit MAJZON [41] wird die Gleichaltrigkeit sowie der auf das Miozän hinweisende Charakter erwähnt. Dadurch, dass FÖLDVÁRI [16] und teilweise auch NOSZKY [55, p. 165] die Pectunculus-Schichten in der Umgebung von Budapest ins Chatt gestellt haben, erklärten sie diese Fauna gleichaltrig mit der Fauna von Eger und Balassagyarmat, auch wenn man bei ihnen diesbezüglich keinen ausdrücklichen Hinweis lesen kann. HORUSITZKY erwähnt, dass die Ausbildung von Törökbálint auch im Cserhát-Gebirge keine Seltenheit ist und dass ihre Verbreitung eine viel allgemeinere ist, als man das bis jetzt auf Grund der Literatur annahm und die Bildung ist überall vorhanden, wo sie von der Erosion nicht entfernt wurde [29].

Die Ähnlichkeit zwischen der Fauna von Törökbálint und der von Eger und Balassagyarmat ist darum nicht auffallend, weil die erstere aus schlecht erhaltenen Exemplaren besteht und überhaupt recht arm ist im Vergleich zu

der ausserordentlich reichen Fauna von Eger. Auf einen engen Zusammenhang zwischen den Faunen weist aber die grosse Zahl der gemeinsamen Arten hin (von den in Törökbálint bekannten 53 Arten kommen in der Fauna von Eger 26 vor). Der miozäne Charakter der Fauna von Törökbálint wird durch das Vorhandensein von Arten, die erst im Miozän auftreten, betont. Auch das Material von der Bohrung der Untergrundbahn in der Múzeum-Körút von Budapest muss mit der Fauna von Törökbálint bezw. von Eger und Balassagyarmat identifiziert werden. Das in diesem Sinne aufgefasste Aquitan lässt sich mit den Schichten von Pusztaszentmihály und Zsombor im Siebenbürgischen Becken [32], also mit aquitanischen Bildungen parallelisieren.

Nun taucht noch die Frage auf, welche Bildungen als Chatt zu betrachten sind, wenn wir die Pectunculus obovatus-Schichten von Törökbálint und die Fauna von Eger und Balassagyarmat ins Aquitan gestellt haben. Hier muss man bis auf eine Feststellung von KOCH und SCHAFARZIK zurückgehen, die in der Umgebung von Pomáz einen tieferen brackischen (cyrenenführenden) und einen höheren marinen (pectunculusführenden) Schichtkomplex unterschieden haben. Die verschiedene Faunaelemente dieser Bildungen werden auch von VADÁSZ angeführt [86]. Sowohl KOCH wie auch VADÁSZ weisen darauf hin, dass diese Bildungen sich nur schwer voneinander trennen lassen, da sie öfters miteinander wechsellagern. Dieser Umstand wird von ihnen mit einer Abwechslung einer von dem offenen Meer abgeschlossenen Bucht und der Lagunen erklärt, im Gegensatze zu den reinen marinen sandigen Schichten.

Die Grenze zwischen Oligozän und Miozän bzw. zwischen Chatt und Aquitan muss doch hier gesucht werden. Diese Grenze entspricht der Schichtserie von Fellegvár und Forgácskút im Siebenbürgischen Becken, die ebenfalls eine brackische oder Süsswasserbildung darstellt und deren chattisches Alter bereits auch von GAÁL betont wird [17]. Die Regression am Ende des Oligozäns im Bereiche des Mediterrans wird also durch diese Brackwasserschichten angezeigt, an deren Grenze auch Kohlenbildung vor sich gehen dürfte, die aber auch unmittelbar vom transgredierenden miozänen Meer überdeckt werden konnten. Dies wird auch durch die neuere stratigraphische Einteilung von FERENCZI [15] bestätigt, die er mit HORUSITZKY zusammen für die schärfere Begrenzung des Oligozäns und des Miozäns angab. Nach ihnen bekräftigen ihre Beobachtungen die ältere Auffassung von NOSZKY, weil die terrestrische Periode den Sedimentationszyklus, den NOSZKY sen. in seiner neuen Auffassung für einheitlich hielt, zweifelsohne in zwei Teile teilt. Im weiteren stellen sie noch fest, dass die natürlichste Grenze zwischen Oligozän und Miozän von der Regression am Ende des Oberoligozäns dargestellt wird.

Diese Feststellung steht mit den neuen Faunauntersuchungen im vollkommenen Einklang und auch mit den tektonischen Ereignissen können sie leichter erklärt werden.

Es kann festgestellt werden, dass :

1. die savische Phase sich an der Grenze Oligozän-Miozän bemerkbar macht, aber nicht in den terrestrischen Bildungen von Salgótarján, sondern in den tieferen, Cyrenen und Kohlenspuren bzw. Helix-Exemplare enthaltenden Schichten ;

2. der aquitanischen Transgression (Schichten mit *Glycymeris obovata* Fauna von Eger und Balassagyarmat) mit einer kleinen Unterbrechung (Braunkohlenflöze : Becske, Rétság) eine neue burdigalische Transgression folgte (Sandsteine mit grossen Pectenformen von Budafok und im Salgótarjáner Becken). Die Bewegungen am Rande des Beckens, die die vulkanischen Ausbrüche (unterer Rhyolithtuff) zur Folge hatten, sowie die terrestrische Periode entstanden infolge der Nachphasen der savischen Orogenese. Die Transgression nach der Entstehung der Braunkohlenflöze (Salgótarján, Sajó-Tal) ist helvetischen Alters und ist eine Folge der altsteyerischen Bewegungen.

In Mitteleuropa erfolgte an der Oligozän-Miozän-Grenze überall eine mächtige Regression (Gignoux 1950), infolgedessen die untermiozänen Bildungen in den englischen, belgischen und niederländischen Gebieten nicht vorhanden und nur in Dänemark, Schleswig-Holstein und in der Umgebung von Hamburg anzutreffen sind, jedoch mit einer Fauna, von der 60% noch aus oligozänen Arten besteht. Das Seichterwerden des oberoligozänen Meeres an der Grenze des Oligozäns und Miozäns wird durch die savische Orogenese erklärt. Die savischen Bewegungen fallen aber nicht in die vorburdigalische Zeit (Haug), sondern in die voraquitanische (Stille). Die Geschehnisse nach der savischen Orogenese werden überall durch die aquitanische Transgression eingeleitet. Darum sondern die Franzosen die regressiven chattischen Schichten am Ende des Oligozäns (Loire-Becken) von der aquitanischen Transgression (Rhône-Becken) am Anfang des Miozäns (Cossmann, Lubet) und geben die Grenze zwischen Oligozän und Miozän hier an. Der Umstand, dass manchen Auffassungen nach sowohl das Chatt wie auch das Aquitan noch ins Oligozän gehört, ändert nichts am Wesen der Sache.

Heutzutage ist es bereits einem jeden klar, dass gleichzeitig mit der Transgression des miozänen Meeres eine neue, reiche Faunavergesellschaftung auftritt, die die östliche und die westliche Mediterranprovinz sowie auch die atlantische mit bestimmten faunistischen Merkmalen von der Fauna der Nordsee unterscheiden lässt. Dass in dieser Fauna auch noch einige oligozäne Elemente auftreten können, wird dadurch erklärt, dass die Möglichkeit zu einem Faunenaustausch zwischen dem Becken der Nordsee und der südlichen Provinzen auch noch am Anfang des Miozäns durch die Meerenge, die von Ungarn über das Wiener Becken, Mähren, Oberschlesien, Poznan, Norddeutschland und Jütland bis zu der Nordsee (Hagn und Hölzl) vorhanden war, bestand. Diese Verbindung war auch noch im Helvet vorhanden (Kautsky, Roger).

Parallelisierung verschiedener Miozänbildungen

	N-liches und NO-liches Mittelgebirge Zug des Buda—Börzsöny—Cserhát—Mátra—Bükk—Gebirges				Siebenbürgen	Wiener Becken	Norddeutschland, Dänemark, Südbayern	Frankreich
	Umgebung von Budapest	Börzsöny und Fuss des Cserhát	Cserhát—Mátra	Bükkgebirge Sajó-Tal				
Torton	Leithakalkstein. Sandige, tonige molluskenführende Schichten	Leithakalkstein Mariner, molluskenführender Sand (Szob, Letkés)	Leithakalkstein. Sandige, tonige molluskenführende Schichten	W: Leithakalkstein-Schotterkonglomerat S: Terrestr. Vulkanismus N: Abtragung	Leithakalkstein, sandige, tonige Schichten (Kostej, Lapugy).	Leitha—kalkstein, sandige, tonige Schichten		
Helvet	Mittlerer Rhyolithtuff Bryozoenkalkstein Schlier Pectensandstein (Vácksujfalu, Cinkota, Csomád, Fót, Mogyoród, Mátyásföld, Püspökhatvan)	Mittlerer Rhyolithtuff Terrestrischer grober Schotter, grober Sand Schlier; marine Fauna (Zsibakárok, Diósjenő) Kohlenspuren	Mittlerer Rhyolittuff Schlier Hangendsandstein m. Pecten Schichten m. Cardien u. Oncophoren Kohlenkomplex	Mittlerer Rhyolithtuff Schlier, (im W) Hangendsandstein mit Pecten Schichten mit Cardien und Corbulen Kohlenkomplex	Schichten von Mezőség,	Molluskenführender Sand (Grund); Schlier		
Burdigal	Sand mit grossen Pectenformen und Anomien Mit grossen Pectenformen: Budafok Mit Anomien: Mogyoród (Bodzás), Csomád (Csonkás)	Im O-lichen Teil Sandstein und Konglomerat mit *P. burdigalensis*	Unterer Rhyolithtuff Liegendschotter, Sand Sandstein mit grossen Pectenformen (Kazár, Nagybátony), Recsk (Darnó)	Unterer Rhyolithtuff (stellenweise) fossilführender Sandstein	Schichten von Hídalmás und Koród	Eggenburger-Gauderndorfer—Loibersdorfer Schichten		
Aquitan	Mariner Sand, toniger Sand mit *Glycymeris obovata*: Törökbálint, Szentendre—Visegrád, U-Bahn-Bohrung (Budapest)	Marine Schichten mit *Glycymeris obovata* nördlich von Szob (Misarieck-Bach) Diósjenő (Szomolya-Puszta), Balassagyarmat In der Slovakei: Helemba	Kohlenspuren Marine Faunen (Patvarc, Rétság, Becske) Stellenweise mit *Glycymeris obovata*	Marine Fauna von Eger	Schichten von Pusztaszentmihály und Zsombor	Kohlenspuren. Molterschichten	Ostrau-Karwin (Ob. Schl.) Obere Cyrenenmergel (Bayern) Miozän von Kassel	Sand-Stein von Bazas Rhône-Becken
Chatt	Brackischer Cyrenen Ton (Leányfalu, Visegrád)	Brackische Cyrenenschichten (Verőce, Göd)	Brackische Cyrenenschichten mit *Helix* (Mohora)		Brack- und Süsswasserschichten v. Forgácskut i. W. marin		Untere Cyrenenmergel Oligozän v. Kassel	Süssw. u. lakustr. Schichten Gironde Loire

ZUSAMMENFASSUNG

Die Studie versucht die Gegensätze der verschiedenen Auffassungen über die stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns auf Grund neuerer Faunarevisionen zu eliminieren. Um gewisse stratigraphische Begriffe im allgemeinen zu klären, wird das Problem der chattischen und aquitanischen Stufen, das Alter des »Schliers« sowie die klare Deutung der miozänen Schichtserie im Siebenbürgischen Becken besprochen. Vom faunistischen Gesichtspunkte aus behandelt die Arbeit die Bedeutung einiger Arten, die bis jetzt als Leitfossilien galten oder vernachlässigt wurden.

Auf Grund der faunistischen Beweise werden im Zusammenhange mit der stratigraphischen Parallelisierung der einzelnen — teilweise umstrittenen — Horizonte des ungarischen Miozäns folgende Feststellungen gemacht:

1. Die Hangendschichten der Kohlenbecken in der Umgebung von Salgótarján sowie im Sajó-Tale stellen ebenso helvetische Bildungen wie die »aequipectenführenden« Schichten in der Umgebung von Budapest dar. Diese Annahme wird auch durch die Lagerungsverhältnisse (ihr Zusammenhang mit dem Schlier, ihr Verhältnis zum mittleren Rhyolithtuff) unterstützt. Die Tatsache, dass in den auf Grund von »*Pecten praescabriusculus*« für burdigal gehaltenen Schichten die Art *Pecten praescabriusculus* nicht vorkommt und die vorhandenen Pecten-Arten sowie die ganze Begleitfauna auf die helvetische Stufe hinweisen, bringt den faunistischen Beweis für diese Auffassung.

2. Auf Grund der Fauna sind die Liegendschichten des Kohlenkomplexes von Salgótarján burdigalischen Alters, wie das bereits von Noszky sen. betont wurde. Noszky änderte aber später seine Meinung und schrieb diesen Schichten ein chattisches Alter zu. Die charakteristisch burdigalische Fauna der Liegendschichten mit den grossen Pectenformen berechtigt uns in vollem Masse zu einer Parallelisierung dieser Schichten mit den in der Umgebung von Budapest vorkommenden Bildungen mit grossen Pecten-Arten. Auch diese Meinung steht zu den Lagerungsverhältnissen nicht im Gegensatze.

3. Das Alter der Fauna von Eger und Balassagyarmat wird als zweifelsohne aquitanisch festgestellt. Diese Fauna wird dann mit den *Glycymeris obovata* führenden marinen Schichten in der Umgebung von Budapest parallelisiert. Die Arbeit weist darauf hin, dass die aquitanische Stufe in Ungarn auf Grund von marinen Faunen nachgewiesen werden kann. Die chattischen Bildungen sind in den brackischen bezw. Süsswasserschichten zu suchen.

Im Zusammenhange mit der Parallelisierung der einzelnen Bildungen werden auch die Verhältnisse der Südslowakei, des Siebenbürgischen und des Wiener Beckens sowie Norddeutschlands herangezogen.

LITERATUR

1. Andrusov, D. N.: Faune du Burdigalien et de l'Helvétien de la Slovaquie occidentale. Bull. de l'Assoc. Russe pour les recherches scientifiques à Prague. VII (XII), Praha 1938.
2. Andrusov, D. N.: Karpathenmiozän und Wiener-Becken, Petroleum **34**, H. 27, Wien 1938.
3. Bartkó, L.: Les conditions géologiques de la partie NO du bassin de houille brune de Salgótarján. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1948. évről. Budapest 1952.
4. Beyrich, E.: Die Conchylien des Norddeutschen Tertiärgebirges. 4. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. Berlin: **5**, 1853; **6**, 1854; **8**, 1856.
5. Blanckenhorn, M.: Das Alter der Schyltalschichten in Siebenbürgen und die Grenze zwischen Oligozän und Miozän. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **52**, Berlin 1900.
6. Böckh, H.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Nagy-Maros. Földtani Intézet Évkönyve, **13**, Budapest 1899—1902.
7. Čechovič, V.: Nález oncophorovych vrstiev v Pannónskej Panve. Práce Státneho Geologického Ustavu v Bratislave, Sošit **17**, Bratislava 1948.
8. Čechovič, V.: Geologia Juhoslovenskej Uhol'nej Panvy. Geologické Práce, Sošit **33**, Bratislava 1952.
9. Čechovič, V.: Niekol'ko poznámok o neogéne Vychodného Slovenska. Geologicky Sbornik III, 3—4, Bratislava 1953.
10. Čechovič, V.—Hano, H.: Oncophora-Schichten im Kohlenbecken von Salgótarján. Földtani Közlöny, **84**, Budapest 1954.
11. Csepreghy-Meznerics, I.: Die Fauna des Schliers und Pectensandsteines in der Umgebung von Salgótarján. Földtani Közlöny, **81**, Budapest 1952.

12. Csepreghy-Meznerics, I.: La faune et l'âge des couches du mur des gisements de charbon à Salgótarján. Földtani Közlöny, **83**, Budapest 1953.
13. Ferenczi, I.: Beiträge zur Geologie des Ipoly-Beckenteiles in der Umgebung von Sóshartyán-Karancsság und Balassagyarmat. Földtani Intézet Évi Jelentése 1933—35, II, Budapest, 1939.
14. Ferenczi, I.: Neuere Beiträge zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse des Ipoly-Beckens. Földtani Intézet Évi Jelentése, 1936—38, II, Budapest, 1942.
15. Ferenczi, I.: Das Problem der Abgrenzung der ungarischen oligozänen und miozänen Ablagerungen, Földtani Közlöny, **70**, Budapest, 1940.
16. Földvári, A.: Beiträge zur Stratigraphie der Oligocen—Miocen-Schichten des Plateaus von Bia—Tétény. Annales Musei Nationalis Hungarici, **26**, Budapest 1929.
17. Gaál, I.: Über die mit der Egerer gleichalterige tertiäre Molluskenfauna von Balassa-Gyarmat und das Oligozän-Problem. Annales Musei Nationalis Hungarici, **31**, Budapest 1937—38.
18. Görges, J.: Die oberoligozänen Pectiniden des Doberges bei Bünde und ihre stratigraphische Bedeutung. Paläontologische Zeitschrift, **24**, Nr. 1/2, Stuttgart 1951.
19. Görges, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. Abhandl. d. Hessischen Landesamtes f. Bodenforschung, **4**, Wiesbaden 1952.
20. Hagn, H.—Hölzl, O.: Geologisch-paläontologische Untersuchung in der subalpinen Molasse des östlichen Bayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschliessenden Helvetikums. Geologica Bavarica Nr. 10, München 1952.
21. Hagn, H.—Hölzl, O.: Zur Grenzziehung Katt/Aquitan in der bayerischen Molasse. N. Jahrb. f. Geol. u. Pal. Monatsh. **1**, Stuttgart 1954.
22. Halaváts, Gy.: Die neogenen Sedimente der Umgebung von Budapest. Földtani Intézet Évkönyve **17**, Budapest 1910 (1911).
23. Hanó, V.—Seneš, J.: Spodmiocénna fauna pri Rapovciach. Geologicky Sbornik III, 3—4, Bratislava 1953.
24. Horusitzky, F.: Neue Daten zur Miozän-Stratigraphie der Umgebung von Budapest. Földtani Közlöny, **65**, Budapest 1926.
25. Horusitzky, F.: Remarques sur la question du Burdigalien des environs de Budapest. Földtani Közlöny, **64**, Budapest 1934.
26. Horusitzky, F.: Oberoligozäne und untermiozäne Faunen aus dem Ipoly-Becken. Anhang zu Ferenczi's Bericht: Beiträge zur Geologie des Ipoly-Beckenteiles usw. Földtani Intézet Évi Jelentése 1933—35, II, Budapest 1939.
27. Horusitzky, F.: Die geologischen Bildungen des Hügellandes am linken Donauufer der Umgebung von Budapest. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1933—35. évről, II, Budapest 1939.
28. Horusitzky, F.: Geologische Studien aus dem südlichen Cserhát. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1936—38. évről, II, Budapest, 1942.
29. Horusitzky, F.: Geologische Studien an der W-Seite des S-Nógráder Hügellandes. Földtani Intézet Évi Jelentése 1936—38, II, Budapest 1942.
30. Horusitzky, F.: Erdgeschichtliche Gliederung und paläogeographische Verbindungen des unteren Miozäns im Karpathenbecken. Beszámoló a Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól, 1940. évi Jelentés Függeléke, Budapest 1941.
31. Koch, A.: Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile: I. Teil. Paläogene Abteilung. Földtani Intézet Évkönyve X, 6, Budapest 1894.
32. Koch, A.: Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II. Teil. Neogene Abteilung. Magyarhoni Földtani Társulat Kiadványa, Budapest 1900.
33. Koenen, A.: Das marine Mittel-Oligozän Nord-Deutschlands und seine Molluskenfauna. Palaeontographica 16, Cassel 1866—1869.
34. Koenen, A.: Das Miozän Nord-Deutschlands und seine Mollusken-Fauna. I. Teil: Schriften d. Gesellsch. z. Beförd. d. gesamt. Naturw. z. Marburg, **10**, Cassel 1872., II. Teil: Neues Jahrb. f. Min., Beil. Bd. II, Stuttgart 1882.
35. Kretzoi, M.: Das Alter des fussspurenführenden Sandsteines von Ipolytarnóc und die Akvitan-Frage. Földtani Közlöny, **80**, Budapest 1950.
36. Kubacska, A.: Daten zur Geologie der Umgebung des Nagyszál. Földtani Közlöny, **55**, Budapest 1925.
37. Lörenthey, I.: Neuere Daten zur Geologie der Tertiärschichten der Umgebung von Budapest. Math. és Term. Tud. Értesítő **29—30**, Budapest 1911—12.
38. Lubet, F.: Les faciès du Cattien et de l'Aquitanien dans la basse vallée du Ciron (Gironde). Bulletin de la Soc. Géol. de France, Sér. 5, Fasc. 1—3, Paris 1949.
39. Majzon, L.: Geologische und paläontologische Beschreibung der tertiären Schichten von Leányfalu und seiner Umgebung. Budapest 1933.

40. Majzon, L.: Auswertung oligozäner und miozäner Foraminiferenfaunen. Beszámoló a Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól, 1939. Évi Jelentés Függeléke, Budapest 1941.
41. Majzon, L.: Neue Daten zur Kenntnis der Oligozänschichten der Gegend von Sóshartyán und Szécsény. Földtani Intézet Évi Jelentése 1936—38, II, Budapest 1942.
42. Majzon, L.: Neuere Beiträge zur Fauna der Oligozänschichten von Eger. Földtani Közlöny, **72**, Budapest 1942.
43. Majzon, L.: Neuere paläontologische Daten von Ipolytarnóc. Földtani Közlöny, **80**, Budapest 1950.
44. Noszky, J. sen.: Beiträge zur Geologie des Mátragebirges. Földtani Intézet Évi Jelentése 1910-ről.
45. Noszky, J. sen.: Die geologischen Verhältnisse der Salgótarjáner Kohlengebiete. Koch Emlékkönyv, Budapest 1912.
46. Noszky, J. sen.: Die geologischen Verhältnisse des zentralen Teiles des Cserhát. Földtani Intézet Évi Jelentése 1913-ról.
47. Noszky, J. sen.: Die geologischen Verhältnisse des Hügellandes nördlich der Mátra. Földtani Intézet Évi Jelentése 1915-ről.
48. Noszky, J. sen.: Die geologischen Verhältnisse des nördlichen Teiles des Cserhát. Földtani Intézet Évi Jelentése 1916-ról.
49. Noszky, J. sen.: Die geologischen Verhältnisse des von Cserhát nördlich liegenden Gebietes. Földtani Intézet Évi Jelentése 1917—19-ről.
50. Noszky, J. sen.: Geologische und entwicklungsgeschichtliche Verhältnisse des Zagyvatales. Zentralblatt f. Min. Geol., Stuttgart 1924. (Ungarisch: Ann. Mus. Nat. Hung. **20**, 1923)
51. Noszky, J. sen.: Die Oligocen-Miocen Bildungen in dem N. O. Teile des Ungarischen Mittelgebirges: I. Oligocen — Die Frage der Abgrenzung vom Miocen. Annales Musei Nationalis Hungarici **24**, Budapest 1926.
52. Noszky, J. sen.: Die geomorphologischen Verhältnisse des Mátragebirges. Debreceni Tisza I. Tud. Társ., Honismertető Bizottsága Kiadványai, III, 8—10, Budapest 1926—27.
53. Noszky, J. sen.: Die Schlierschichten des ungarischen Mittelgebirges. Debreceni Tisza I. Tud. Társ., II. o. munkálatai. III, 2, Debrecen 1929.
54. Noszky, J. sen.: Die Oligocen-Miocen Bildungen in dem N. O. Teile des Ungarischen Mittelgebirges: II. Miocen. Annales Musei Nationalis Hungarici **27**, Budapest 1930—31.
55. Noszky, J. sen.: Die helvetischen Schichten der Umgebung von Budapest. Földtani Közlöny, **65**, Budapest 1935.
56. Noszky, J. sen.: Die Mollusken-Fauna des oberen Cattien von Eger, in Ungarn. Annales Musei Nationalis Hungarici **30**, Budapest 1936.
57. Noszky, J. sen.: Die Geologie des Cserhát-Gebirges. Magyar Tájak Földtani Leírása III, Budapest 1940.
58. Noszky, J. sen.: Probleme der Stratigraphie des ungarischen Oberoligozäns. Földtani Közlöny **73**, Budapest 1943.
59. Pávai-Vajna, F.: Bericht über die geologischen Aufnahmen längs des Mittellaufes der Ipoly. Földtani Intézet Évi Jelentése. 1939—40, II, Budapest 1948.
60. Rozlozsnik, P.: Geologische Studien am Nordfusse des Mátra-Gebirges in der Umgebung der Gemeinden Parád, Recsk und Mátraderecske. Földtani Intézet Évi Jelentése 1933—35, II, Budapest 1939.
61. Rozlozsnik, P.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Csomád, Fót und Váchartyán. Földtani Intézet Évi Jelentése 1933—35, II, Budapest 1939.
62. Sandberger, F.: Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Wiesbaden 1863.
63. Schafarzik, F.: Über die neueste Kartierung der Hauptstadt Budapest. Math. és Term. Tud. Értesítő **39**, Budapest 1922.
64. Schréter, Z.: Die hydrologischen Verhältnisse der Umgebung von Salgótarján. Földtani Közlöny, **49**, Budapest 1919.
65. Schréter, Z.: Beiträge zur Geologie des Borsod—Heveser Bükkgebirges und des neogenen Hügellandes seiner Umgebung. Földtani Intézet Évi Jelentése 1917—19-ről, Budapest 1923.
66. Schréter, Z.: Die montangeologischen Verhältnisse der Kohlen- und Lignitgebiete in den Komitaten Borsod und Heves. Budapest 1929.
67. Schréter, Z.: Abgrenzung und Gliederung des Ungarländischen Untermiozäns. Beszámoló a Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól, Budapest 1939.
68. Schréter, Z.: Umgebung von Nagybátony. Magyar Tájak Földtani Leírása. II, Budapest 1940.

69. Schréter, Z.: Die geologischen Verhältnisse der SO-Seite des Bükkgebirges. Földtani Int. Évi Jelentése 1933—35, II, Budapest 1939.
70. Schréter, Z.: Die geologischen Verhältnisse von Hevesaranyos, Bátor und Szucs. Földtani Intézet Évi Jelentése 1936—38, II, Budapest 1942.
71. Schréter, Z.: Die geologischen und tektonischen Verhältnisse der Umgebung von Bükkszék. Földtani Intézet Évi Jelentése 1936—38, II, Budapest 1942.
72. Seneš, J.: Geologické Študiá terciéru Južného Slovenska. Práce Štátneho geologického Ustavu. Sošit **23**, Bratislava 1949.
73. Seneš, J.: Geologické pomeny uzemia medzi obcami Rapovce a Čakanovce najužnom Slovensku. Geologicky Sbornik II, Bratislava 1951.
74. Seneš, J.: Helvétska šlirova fauna okolia Modrého Kameňa. Geologicky Sbornik I, 2—4, Bratislava 1950.
75. Seneš, J.: Niektoré problémy stratigrafie oligocénu Južného Slovenska. Geologicky Sbornik I, 1, Bratislava 1950.
76. Seneš, J.: Studium o Akvitanskom Stupni. Geologické Práce. Sosit **31**, Slovenska Akadémia Vied i Umeni, Bratislava 1952.
77. Sorgenfrei, Th.: Marint Nedre-Miocaen i Klintinghoved paa Als. Et Bidrag til Løsing af Aquitanien-Spørgsmaalet. Danmarks Geologiske Undersøgelse II. Reakke, Nr. 65, København 1940.
78. Speyer, O.: Die Conchylien der Casseler Tertiärbildungen. Palaeontographica. Cassel 1866—69.
79. Strausz, L.: Neuere Daten zur untermediterranen Fauna von Fót. Földtani Közlöny, **55**, Budapest 1925.
80. Szalai, T.: Über das Aquitanien von Ipolytarnóc. Földtani Közlöny, **24**, Budapest 1924.
81. Szentes, F.: Bericht über die Detailaufnahmen zwischen Pétervására und Salgótarján. Földtani Intézet Évi Jelentése 1936—38, II, Budapest 1942.
82. Szentes, F.: Das Gebiet zwischen Salgótarján und Pétervására. Magyar Tájak Földtani Leírása V, Budapest, 1943.
83. Telegdi-Roth, K.: Über die oberoligozänen Schichten im nördlichen Teile des Ungarischen Mittelgebirges, unter besonderer Berücksichtigung des Oberoligozäns in der Umgebung von Eger. Koch Emlékkönyv, Budapest 1912.
84. Telegdi-Roth, K.: Eine oberoligozäne Fauna aus Ungarn. Geologica Hungarica, I, 1, Budapest 1914.
85. Vadász, E.: Die montangeologischen Verhältnisse des Borsoder Kohlenbeckens. Budapest 1929.
86. Vadász, E.: Die Geologie Ungarns. Budapest 1953.
87. Vitális, I.: Daten zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse im östlichen Cserhátgebirge. Math. és Term. Tud. Értesítő **33**, Budapest 1915.
88. Vitális, I.: Das Kohlenbecken von Salgótarján—Egercsehi, mit Rücksicht auf die geologischen Verhältnisse der untermiozänen Kohle und des »Schliers«. Math. és Term. Tud. Értesítő **52**, Budapest 1935.
89. Vitális, S.: Geologische Beobachtungen im Kohlenbecken von Salgótarján. Földtani Közlöny, **70**, Budapest 1940.
90. Vogl, V.: Beiträge zur Kenntnis des Untermediterrans von Fót. Földtani Közlöny, **38**, Budapest 1907.
91. Wekerle, I.: Daten zur Geologie der oligozänen und miozänen Schichten in der Umgebung von Csomád. Dokt.-Diss., Budapest 1932.
92. Zöbelein, K. H.: Die bunte Molasse bei Rottenbuch (Obb.) und ihre Stellung in der Subalpinen Molasse. Geologica Bavarica **12**, München 1942.
93. Zöbelein, K. H.: Zur Altersbestimmung der Cyrenenschichten in der Subalpinen Molasse Oberbayerns. Geologica Bavarica Nr. 17, München 1953.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ МИОЦЕНА ВЕНГРИИ НА ОСНОВАНИИ НОВЕЙШИХ ФАУНИСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

И. ЧЕПРЕГИ-МЕЗНЕРИЧ

Резюме

На основании результатов, полученных при проведенной в последнее время проверке фаун, автор пытается уладить противоречия между различными взглядами на стратиграфическое подразделение миоцена Венгрии. С целью выяснения некоторых стратиграфических понятий она занимается вопросом хатта и аквитана, возрастом «шлира» и правильной интерпретацией миоценовых толщ трансильванского бассейна, а с фаунистической точки зрения — возрастоопределяющим значением видов, играющих при подразделении некоторую роль, или не учитанных видов.

В связи с стратиграфическими параллелизациями рассматривая вопрос горизонтов — отчасти сомнительного возраста — Венгрии и на основании фаунистических подкреплений автор устанавливает следующее:

1. Как кровельные слои каменноугольного бассейна района г. Шальготарьян и долины реки Шайо, так и «эквипектеновые» слои окрестности г. Будапешт являются гельветскими образованиями, что подтверждается также условиями их залегания (связь с шлиром, соотношение их с средним риолитовым туфом). В качестве фаунистического доказательства можно указать на то, что в слоях, квалифицированных на основании вида **Pecten praescabriusculus** бурдигальскими, представителей указанного вида нет; Пектены и прочая сопровождающая фауна также указывают на гельветский ярус.

2. Углеподстилающие слои района г. Шальготарьян со своей бурдигальской фауной подтверждают первоначальную трактовку Носки ст., который только впоследствии установил наличие хаттской фауны в подстилающих слоях. Характеристическая бурдигальская фауна подстилки, содержащая крупные Пектены, в полной мере оправдывает сопоставление с фаунами окрестности г. Будапешт, содержащими крупные Пектены, чему и не противоречат даже условия залегания.

3. На основании сравнения фаун, фауна районов гг. Эгер и Балашшадьярмат спорного хаттского-аквитанского возраста несмомненно является аквитанской и параллельной с толщей морского происхождения окрестности г. Будапешт, содержащей **Glycymeris obovata**. По соображениям автора, аквитанский ярус на территории Венгрии представлен фауной морского происхождения. Хаттские образования и отграничение от олигоцена следует искать соответственно в слоях олигогалинного или пресноводного происхождения, или же в следах эрозии, сопровождающей поднимание.

В течение стратиграфических параллелизаций автор рассматривает и вопросы миоценовых образований Чехословакии, Трансильванского и Венского бассейнов и Северной Германии, сопоставляя их с указанными образованиями.

LA LIMITE ENTRE LE PALÉOGÈNE ET LE NÉOGÈNE ET LE PROBLÈME DES ÉTAGES CHATTIEN ET AQUITANIEN

Par

E. Szőts

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE, BUDAPEST

Dans la littérature concernant la stratigraphie du Tertiaire européen, les problèmes de la limite entre le Paléogène et le Néogène et des étages chattien et aquitanien sont des complexes non résolus qui se posent très souvent. Les deux problèmes sont en relation étroite l'un avec l'autre et aucun d'eux ne peut être résolu d'une manière rassurante sans avoir élucidé complètement l'autre.

Dans la littérature relative à ces questions — de cent années justes — on trouve les conceptions typiques principales suivantes :

1. Par une identification complète des étages «chattien» et aquitanien — ou bien des formations y rangées — la limite entre le Paléogène et le Néogène se trouve au-dessous de ceux-là. C'est-à-dire, l'étage «chattien» est un synonyme de l'étage aquitanien. Celui-ci est le membre infime du Néogène, l'étage rupélien étant le membre suprême du Paléogène. (Conformément à la conception originelle de Ch. Mayer-Eymar.)

2. Par une identification complète — ou partielle — des étages «chattien» et aquitanien, la limite entre le Paléogène et le Néogène se trouve au-dessus de l'étage aquitanien, par conséquent celui-ci est le membre suprême du Paléogène (Conformément à la conception postérieur de Ch. Mayer-Eymar; récemment établie par G. Denizot).

3. En considérant les étages «chattien» et aquitanien comme des unités stratigraphiques séparées, on trace la limite entre le Paléogène et le Néogène entre ces deux-là. C'est-à-dire, l'étage «chattien» est le membre suprême du Paléogène, l'étage aquitanien étant le membre infime du Néogène. (Conformément à la conception de Th. Fuchs.)

Ch. Mayer-Eymar a rangé dans son étage aquitanien établi en 1858 (type: faluns de Bazas et Mérignac dans le Bassin d'Aquitaine) les formations de Cassel, Doberg, Sternberg. Et il a considéré son étage aquitanien comme le membre infime du «Tertiaire supérieur» (c'est-à-dire, du Néogène) [21].

Par contre, G. Beyrich, en composant son «Oligocène» — en 1854 — de diverses formations considérées jusque là comme éocènes supérieures et miocènes inférieures, désigna le «Steinberger Gestein» — à cette époque-là

connu seulement dans des détritus morénique pléistocènes — comme le membre supérieur de celui-là [3].

Mais G. BEYRICH a indiqué la limite supérieure de son «Oligocène» au milieu de l'étage aquitanien de CH. MAYER-EYMAR. Celà veut dire qu'à cette époque-là, l'étage aquitanien — le membre infime du Néogène — était en partie identique à l'Oligocène supérieur, c'est-à-dire au membre suprême du Paléogène.

En admettant l'Oligocène, l'étage aquitanien fut classé dans le Paléogène, en «Oligocène supérieur». Cette conception prévalait dans la seconde moitié du siècle passé.

Mais comme les localités-types originelles de l'étage aquitanien contiennent des fossiles miocènes caractéristiques, le problème restait irrésolu.

En 1893, TH. FUCHS [10] l'a cru résoudre, en intercalant une nouvelle unité stratigraphique, l'étage appelé «chattien» (= Oligocène supérieur) entre l'étage rupélien (= Oligocène moyen) et l'étage aquitanien (= Miocène inférieur ; type : faluns de Bazas et Mérignac).

TH. FUCHS désigna comme types de son étage «chattien» les formations d'Ormoy, Cassel, Doberg, Sternberg et les couches à Cyrena et Pectunculus, en Hongrie.

TH. FUCHS croyait démontrer (sur la base des listes de faune publiées par K. HOFMANN) que les couches de Hongrie contenaient des espèces mollusques pour la plupart «oligocènes» et le nombre des espèces miocènes était petit.

La conception de TH. FUCHS fut étendue par M. BLANCKENHORN [4].

Après avoir accepté la division de TH. FUCHS, on commença à démontrer l'étage «chattien», même en dehors des localités désignées par cet auteur.

Si l'on examine la bibliographie relative à cette question, on peut constater que l'étage «chattien» fut établi par endroits tantôt des sédiments de la regression qui marque la fin de l'étage rupélien, tantôt des couches d'eau douce et saumâtres qui indiquent le début de la transgression aquitanienne.

Enfin on peut constater que l'étage «chattien» en faciès marin ne fut pas démontrable en dehors de la Hongrie et de l'Allemagne du Nord (mais plus tard — tout à fait à tort — on y a classé des formations encore paléogènes de faciès marin des environs de la Méditerranée). Par contre, on n'a pas pu démontrer l'étage aquitanien en faciès marin au territoire de l'Allemagne du Nord et de la Hongrie. À ce territoire-ci, on s'est débarrassé de cet inconvénient d'une part en rangeant dans l'étage aquitanien des couches classées jusque là dans l'étage burdigalien, d'autre part en employant la dénomination «plus commode» de Méditerranéen inférieur aux formations miocènes inférieures, sans démontrer les étages aquitanien et burdigalien séparés.

Vu que TH. FUCHS mentionne des formations de Hongrie comme types de son étage «chattien», la réévaluation des formations de Hongrie joue un rôle très important, et même décisif à mon avis, dans le problème du «Chattien» et Aquitanien.

Le classement de l'argile de Kiscell — considérée jusqu'au début de ce siècle comme oligocène inférieure — dans l'Oligocène moyen et les faciès d'argiles à Foraminifères «chattiens» — un peu ressemblants à celle-là — démontrés pendant les dernières décades, ont inspiré aux auteurs de supposer un cycle de sédimentation «rupélo-chattien» compréhensif par des transitions. Ce fut développé le plus caractéristiquement par F. Horusitzky [15] qui l'a appelé (d'après les relations mal comprises du Bassin de Paris) cycle de sédimentation «stampien» (= Rupélien + Chattien).

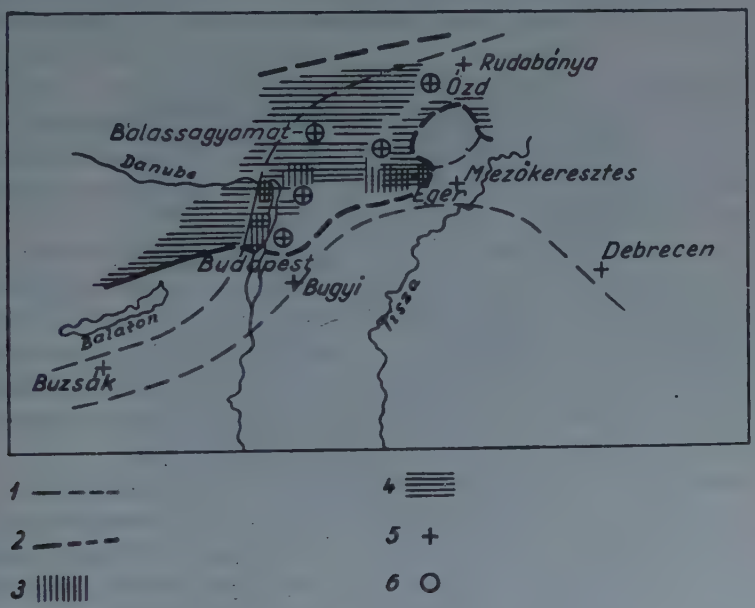

Fig. 1. Répartition paléographique des étages rupélien et aquitanien en Hongrie

Explication : 1. Rive rupélienne. 2. Rive aquitanienne («chattien»). 3. Formations rupéliennes à la surface. 4. Formations aquitaniennes («chattiennes») à la surface. 5. Formations rupéliennes dans des sondages. 6. Formations aquitaniennes («chattiennes») dans des sondages

Mais si l'on examine à fond la bibliographie y relative [7, 8, 9, 10, 14, 15, 17, 18, 19, 20, 23, 24, 26, 27, 31, 32, 33], on ne trouve nulle part aucun profil, aucun affleurement où existe effectivement à la base de la série l'argile de Kiscell vraiment rupélienne et l'argile à Foraminifères «chattienne» dans sa partie supérieure et où on ne puisse tracer — en ce cas-ci — de limite stratigraphique. En effet, les divers affleurements de petites dimensions ne peuvent pas être classées nettement ni dans le Rupélien, ni dans le «Chattien», sur la base des faciès semblables ou des espèces ubiquistes rares. Par conséquent, il ne s'agit pas d'une «transition de sédimentation», mais de l'incertitude du discernement.

Il n'y a que quelques forages profonds qui ont ouvert des formations rupéliennes et «chattiennes» d'une épaisseur considérable, les unes au-dessus des autres. Mais les conditions observées dans les forages profonds ne prouvent pas la transition de sédimentation. P. e. dans certains forages, on ne peut même pas tracer de limite nette entre les formations «chattiennes» et pannoniennes, à cause de la ressemblance pétrographique et de la faune rare.

Par contre, on connait beaucoup plus de forages profonds et d'ouvertures minières où, d'une part, on n'a pas trouvé — à des territoires étendus — d'argile de Kiscell rupélienne au-dessous des formations «chattiennes», et où, d'autre part, il n'y a pas eu de formations «chattiennes» au-dessus de l'argile de Kiscell (Fig. 1).

Existe-t-il donc vraiment en Hongrie une transition de sédimentation entre l'argile de Kiscell rupélienne et les formations «chattiennes», celles-ci indiquent-elles la phase regressive de la sédimentation «rupélo-chattienne», puis, la constatation de TH. FUCHS sur les espèces mollusques «oligocènes» des occurrences de la Hongrie était-elle juste?

Nous pouvons donner une réponse négative à chaque question.

Du bord occidental de la Montagne de Buda, à travers les Montagnes Gerecse et Vértes jusqu'au milieu du Bakony, les sédiments du soi-disant étage «chattien» (en effet aquitanien) gisent transgressivement ; l'argile de Kiscell rupélienne n'existe pas au-dessous d'eux. L'argile de Kiscell mentionnée des Montagnes Vértes et Bakony s'est prouvée argile à Mollusques et Foraminifères lutétienne et bartonienne, avec une faune éocène [29].

En outre, la succession de la série considérée comme «chatienne» n'est pas regressive, mais au contraire, transgressive. Cela fut démontré très caractéristiquement, en dehors des ouvertures minières, dans le forage profond à Tokod de l'Institut Géologique de Hongrie, exécuté jusqu'au bout par carottage.

À la base de la série «chattienne» de plus de 300 m d'épaisseur, gisant sur le calcaire à Nummulites et Orthophragmines de l'étage bartonien, se présentèrent d'abord des couches d'eau douce (à *Brotia escheri* [BRONGN.], *Helix pomiformis* BRAUN), puis celles-ci s'alternèrent avec l'argile à Cyrena saumâtre ; après, celle-ci s'alterna avec le grès à Pectunculus, plus haut on a observé l'alternance du grès à Pectunculus et de l'argile à Foraminifères et Mollusques, micacée, sableuse, et, enfin, les 140 m supérieurs étaient complètement occupés par cette formation-ci. C'est donc nettement une série produite par une seule sédimentation qui devenait de plus en plus marine.

Cette série transgressive peut être suivie de la Montagne de Buda, dernière occurrence de l'argile de Kiscell rupélienne, à 150 km vers l'Ouest jusqu'au milieu du Bakony. La connexion continuait vers l'Ouest, vers les formations de Trifail et Sagor (couches de Sotzka que je considère également comme aquitaniennes). Mais à présent, dans la partie occidentale de la Transdanubie, elle est couverte de formations pliocènes d'épaisseur très considérable.

Au bord occidental de la Montagne de Buda, des couches «oligocènes supérieures» à une mince laie de lignite dans leur partie inférieure, gisent sur le grès de Hárshegy oligocène inférieur [7, p. 81]. L'argile de Kiscell rupélienne manque parmi eux.

Dans le Bassin de Pilisvörösvár, une argile bigarrée «oligocène supérieure» (terrestre) gît sur l'argile de Kiscell. Là, l'argile de Kiscell fut très dénudée, elle atteint à peine 30 m d'épaisseur, par rapport aux 1000 m de la rive gauche du Danube [30, p. 19].

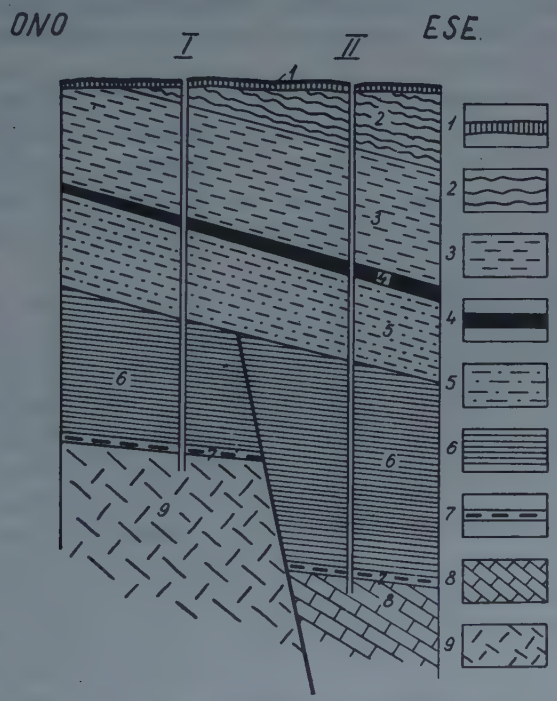

Fig. 2. Coupe à travers les sondages «Városliget» («Bois Municipal») I et II de Budapest

Explication : 1. Pleistocène-Holocène. 2. Tortonien. 3. Helvétien. 4. Burdigalien (?). 5. Aquitanien (»Chattien«). 6. Rupélien. 7. Lattorfien. 8. Trias supérieur ; «Dachsteinkalk». 9. Trias supérieur ; dolomie

Dans les deux forages profonds d'eau thermale de Városliget (Bois Municipal) de Budapest, l'épaisseur de l'argile de Kiscell était très différente. Cette grande différence observée dans les forages voisins peut être expliqué par une dénudation accomplie entre les étages «chattien» (plus justement aquitanien) et rupélien, par un mouvement de l'écorce terrestre (phase helvétique) (Fig. 2).

Dans la partie méridionale de Buda [26, p. 22] le grès à Pectunculus

avec de sable entrecroisée dans sa partie inférieure, gît sur l'argile de Kiscell typique ; il n'existe pas entre eux le «Schlier oligocène» qui indique la transition «rupélo-chattienne». Le grès à Pectunculus indique, là aussi, une transgression (aquitanienne) nouvelle, car plus loin vers le Sud — dans sa partie supérieure — il s'alterne déjà avec l'argile à Foraminifères [9].

Les révisions des faunes de nos formations «chattiennes» plaident contre les constatations de TH. FUCHS. Mais celles-là sont encore en partie en manuscrit, et pour cela nous en exposons brièvement les données.

Sur la base des examens de Foraminifères exécutés par L. MAJZON [18, p. 116] il apparut que les formations dites «chattiennes» de Hongrie contenaient des espèces de type miocène, tandis que les espèces oligocènes, les types de l'argile de Kiscell y manquent.

À propos de la caractérisation de la faune de Mollusques, nous devons dire préalablement ce qui suit. On considère les *Melanopsis hantkeni* C. HOFM., *Potamides plicatus* (BRONGN.), *Tympanotonus margaritaceus* (BROCC.), *Ampullina crassatina* (LAMK.), *Pectunculus obovatus* LAMK. et *Cyrena semistriata* DESH. comme les espèces les plus caractéristiques des formations «chattiennes» de la Hongrie.

La *M. hantkeni* n'apparait nulle part dans les horizons plus profonds, c'est-à-dire dans l'étage rupélien ; c'est une espèce typique du «Chattien» (vraiment de l'Aquitanien). Quant aux exemplaires hongrois de *P. plicatus*, L. STRAUSZ a observé dans un travail en manuscrit qu'ils étaient identiques à cette espèce également fréquente dans l'Aquitanien du Bassin d'Aquitaine, mais, par contre, les formes mentionnées sous ce nom de l'étage rupélien (= stampien) du Bassin de Paris appartenait à une autre espèce. Notre *Pectunculus «obovatus»* n'est pas identique, lui non plus, à l'espèce de LAMARCK, caractéristique de l'étage rupélien. Celui-ci est décrit par M. BÁNYAI, dans un travail en manuscrit, comme une espèce nouvelle, sous le nom *P. hungaricus* n. sp. D'ailleurs, les géologues hongrois soupçonnèrent, il y a déjà quelque temps, qu'il s'agissait d'une espèce séparée. La *C. semistriata* très fréquente, n'est pas identique, elle non plus, à l'espèce de DESHAYES caractéristique de l'Oligocène inférieur, — qui est du reste le synonyme de la *C. convexa* —, mais elle est aussi une espèce nouvelle, non décrite encore. On n'a pas encore démontré pareilles différences d'espèce concernant le *T. margaritaceus* et l'*A. crassatina*. Quant à celui-là la différence spécifique est également probable, mais on peut supposer que l'*A. crassatina* soit une espèce «transitoire» de l'Oligocène au Miocène.

Alors, si après ces remarques sur les espèces mollusques caractéristiques — ou au moins considérées comme caractéristiques par les divers auteurs — on examine les listes de faunes insérées dans les travaux publiés jusqu'à présent, on peut bien constater que la plupart des espèces sont caractéristiques de l'étage aquitanien et elles représentent des types miocènes et non pas «oligocènes» [25, p. 39—41, 14, p. 229, 17, p. 265, 32]. Cela concerne, entre autres, un des

types «chattiens» de TH. FUCHS: de grès à Pectunculus de Törökbálint, près de Budapest.

La faune de la briqueterie Windt de Eger a été classée dans l'étage aquitanien, déjà par I. GAÁL [11]. L. CZABALAY a démontré dans ses examens récents que cette faune consistant en 450 espèces environ ne contenait que 9 espèces qui se présentaient même dans l'Oligocène inférieur et moyen (conférence à la séance de la Société Géologique de Hongrie, le 27 avril, 1955). Même la faune du «Schlier oligocène», recueillie dans les tunnels du Métropolitain de Budapest, consiste en espèces aquitaniennes. (Communication verbale de Mme I. CSEPREGHY-MEZNERICS et mon opinion personnelle).

Il ressort de l'étude sur les Ostracodes par B. ZALÁNYI [35 et communication verbale] que les espèces de nos formations «chattiennes» sont voisines de celles de l'étage tortonien, elles sont donc d'un caractère néogène, tandis que les espèces rupéliennes sont voisines des espèces éocènes, c'est-à-dire elles représentent des types paléogènes.

Enfin, quelle est donc la situation exacte concernant les étages «chattien» et aquitanien et la limite entre le Paléogène et Néogène, en Hongrie?

Déjà K. TELEGDI-ROTH fut d'avis qu'il serait plus juste de mettre la limite entre le Paléogène et le Néogène, en Hongrie, entre les étages rupélien et «chattien» [32, p. 74]. Notamment, selon lui, c'est dans l'étage rupélien que la faune de type paléogène disparaît et la faune de l'étage «chattien» est déjà d'un type néogène. L. MAJZON est du même avis, sur la base des examens détaillés de Foraminifères [18, p. 116].

En Hongrie, la limite entre le Paléogène et le Néogène se trouve en effet immédiatement au-dessus de l'étage rupélien.

Il n'y a aucune transition de sédimentation entre nos formations rupéliennes et «chattiennes», et il n'y en a aucune preuve concrète. Entre eux, il existe une limite diastrophique, une lacune de sédimentation (émersion, phase helvétique). Plus haut nous en avons mentionné quelques preuves qui étaient suffisantes. Nos formations dites «chattiennes» appartiennent à un cycle de sédimentation qui commença par une nouvelle transgression. Cette limite diastrophique peut être constatée également dans les autres bassins européens (V. le tableau de corrélation stratigraphique). Même l'étendue paléogéographique de nos formations dites «chattiennes» diffère de celle des formations rupéliennes (Fig. 1).

En tirant donc les conclusions finales, nous pouvons constater qu'en Hongrie, les formations dites «chattiennes» appartiennent vraiment à l'étage aquitanien et que la limite entre le Paléogène et le Néogène se trouve, au point de vue diastrophique et biostratigraphique, entre les étages rupélien et aquitanien.

Mais, en vertu d'une révision récent du sable de Cassel [12], on peut constater que cette formation contient également des espèces mollusques de

type miocène, bien que ce travail reflète encore «l'effet oligocène». Mais la faune oligocène de l'Allemagne doit être révisée. Quand on aura comparé la faune «oligocène supérieure» de l'Allemagne à la faune aquitanienne aussi — et non seulement à la faune oligocène inférieure et moyenne qui est vraiment paléogène — il apparaîtra que «l'Oligocène supérieur» de ce pays-là est en effet aussi identique, stratigraphiqement, à l'étage aquitanien. C'est-à-dire, CH. MAYER-EYMAR a eu raison, de point de vue stratigraphique.

Alors, l'étage «chattien» de TH. FUCHS s'est désagrégé en ses éléments originels, une partie des formations y classées appartiennent à l'étage rupélien (= stampien), la plupart appartenant à l'étage aquitanien. L'étage aquitanien est le membre infime du Néogène [1, p. 300] et ainsi, la limite entre le Paléogène et le Néogène se trouve, sous le rapport européen aussi, entre les étages rupélien et aquitanien.

Au contraire, il faut apprécier d'une autre façon les formations marines du Midi de la France et des environs de la Méditerranée, qui contiennent même des Nummulites et que l'on a classé — également à tort — dans l'étage «chattien». Celles-là appartiennent encore en effet au Paléogène, mais en vertu des motifs dont on vient de parler, la dénomination de «Chattien» ne peut être employée à elles d'aucune manière. Du point de vue stratigraphique, on peut les ranger dans la partie supérieur de l'étage rupélien (= sable d'Ormoy et de Stettin, «Schleichsand» de Weinheim, etc.).

Le classement de l'étage «chattien» dans l'étage aquitanien facilitera la division stratigraphique des formations miocènes inférieures et même moyennes de la Hongrie et, en même temps, leur corrélation avec les types de l'étranger.

RÉSUMÉ

Après un examen rapide de l'histoire du problème, l'auteur constate que les formations rangées en Hongrie dans le soi-disant étage «chattien» appartiennent, en tenant compte des points de vue et des faits biostratigraphiques et diastrophiques, à l'étage aquitanien. Il affirme la même chose concernant les formations d'Allemagne du Nord, classées dans l'étage «chattien». D'autre part, il range les formations «chattiennes» des environs de la Méditerranée et du Bassin de Paris dans la partie supérieure de l'étage rupélien. C'est-à-dire, l'auteur considère l'étage «chattien» originel de TH. FUCHS comme un synonyme de l'étage aquitanien et, par là, il revient à la conception originelle de CH. MAYER-EYMAR d'après laquelle l'étage chattien est un synonyme de l'étage aquitanien, celui-ci étant, à son tour, le membre infime du Néogène. La limite entre le Paléogène et le Néogène se range donc entre les étages rupélien et aquitanien.

BIBLIOGRAPHIE

1. ABRARD, R.: Géologie de la France. Paris, 1948.
2. ALIMEN, H.: Étude sur le Stampien du Bassin de Paris. Mém. Soc. Géol. France. Nouv. Sér. Mém. №, 31, 1936 (cum bibl.).
3. BEYRICH, G.: Die Abgrenzung der oligocänen Tertiärzeit. Monatsber. Preuss. Akad. Wiss., 1858.
4. BLANCKENHORN, M.: Das Alter der Schyltalschichten in Siebenbürgen und die Grenze zwischen Oligocän und Miocän. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LII, 1900.
5. DEHM, R.: Zur Oligocän—Miocän-Grenze. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Abt. B. 1949 (cum bibl.).

6. Denizot, G.: Le Stampien de la région parisienne et le classement de l'Oligocène. Bull. Soc. Géol. France, 5e sér. T. X, 1940.
7. Ferenczi, I.: Die geologischen Verhältnisse des tertiären Beckenabschnittes von Tinnye. Jahresber. Ung. Geol. Anst., 1917—1924, 1934.
8. Ferenczi, I.: Das Problem der Abgrenzung der ungarischen oligozänen und miozänen Ablagerungen. Földt. Közl. LXX, 1940.
9. Földvári, A.: Beiträge zur Stratigraphie der Oligocen—Miocen-Schichten des Plateaus von Bia—Tétény. Ann. Mus. Hung. Nat. Hist. XXVI, 1929.
10. Fuchs, Th.: Tertiaerfossilien aus den kohlenführenden Miocaenablagerungen der Umgebung von Krapina und Radoboj und über die Stellung der sogenannten »Aquitanischen Stufe«. Jahrb. Ung. Geol. Anst., X, 1893.
11. Gaál, I.: Über die mit der egerer gleichaltrige tertiäre Molluskenfauna von Balassagyarmat und das Oligozän-Problem. An. Mus. Hung. Nat. Hist., XXXI, 1937.
12. Görges, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. Abh. Hess. Landesamt. Bodenforsch., H. 4, 1952 (cum bibl.).
13. Hagn, H—O. Hölzl: Zur Grenzziehung Katt/Aquitan in der bayerischen Molasse. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Monatshefte, 1954 (cum bibl.).
14. Hofmann, K.: Die geologischen Verhältnisse des Ofen—Kovácsier Gebirges. Jahrb. Ung. Geol. Anst., I, 1872.
15. Horusitzky, F.: Die geologischen Bildungen des Hügellandes am linken Donauufer der Umgebung von Budapest. Jahresber. Ung. Geol. Anst., 1933—1935, II, 1939.
16. Horusitzky, F.: A kárpátmedencei alsó-miocén földtörténeti tagozódása és ősföldrajzi kapcsolatai. (La division stratigraphique et les connexions paléogéographiques du Miocène inférieur du Bassin des Karpathes.) Beszámoló a Magy. Földt. Int. Vitaüléseinek Munk. A Magy. Földt. Int. 1940. Évi Jel. Függ. 1941.
17. Koch, A.: Geologische Beschreibung des St.-Andrä—Visegráder und des Piliser Gebirges. Jahrb. Ung. Geol. Anst., I, 1872.
18. Majzon, L.: Neuere Beiträge zur Fauna der Oligozänschichten von Eger. Földt. Közl., LXXII, 1942 (cum bibl.).
19. Majzon, L.: Die Gliederung der Oligozänschichten von Bükkszék und Umgebung auf Grund von Foraminiferen. Jahresber. Ung. Geol. Anst., 1936—1938, II, 1942.
20. Majzon, L.: Die neueren Tiefbohrungen von Bükkszék. Jahrb. Ung. Geol. Anst., XXXVII, 1948 (cum bibl.).
21. Mayer-Eymar, Ch.: Tableau synchronistique des Terrains tertiaires. Zürich, 1874.
22. Cs.-Meznerics, I.: La faune et l'âge des couches du mur des gisements de charbon à Salgótarján. Földt. Közl. LXXXIII, 1953 (cum bibl.).
23. Noszky, J. sen.: Die Oligocen—Miocen Bildungen in den N.-O. Teilen des Ungarischen Mittelgebirges: I. Oligocen — Die Frage der Abgrenzung von Miocen. Ann. Mus. Hung. Nat. Hist., XXIV, 1926 (cum bibl.).
24. Nöszky, J. sen.: Das Cserhát-Gebirge. Geol. Beschreib. Ung. Landschaft. III, 1940 (cum bibl.).
25. Rozlozsnik, P.—Schréter, Z.—Telegdi-Roth, K.: Az esztergomvidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. (Les conditions géologiques-minières du bassin houiller des environs de Esztergom) Magy. Földt. Int. kiadv., 1922.
26. Schafarzik, F.—Vendl, A.: Geológiai kirándulások Budapest környékére. (Excursions géologiques aux environs de Budapest.) Budapest, 1929 (cum bibl.).
27. Schréter, Z.: Abgrenzung und Gliederung des ungarländischen Untermiozän (tirage à part).
28. Szalai, T.: Neuere Beiträge zur Geologie von Pomáz und Umgebung. Földt. Közl. LIV, 1924.
29. Szőts, E.: Az Északi Bakony eocén képződményei. (Les formations éocènes du Bakony Septentrional.) Földt. Közl. LXXVIII, 1948.
30. Takács, E.: Pilisvörösvár, Pilisszentiván és Solymár barnaszéntelepeinek földtani viszonyai. (Les conditions géologiques du bassin houiller de Pilisvörösvár, Pilisszentiván et Solymár.) A »Földt. Szemle« mell. Budapest, 1936.
31. Telegdi-Roth, K.: A Magyar Középhegység északi részének felső-oligocén rétegeiről, különös tekintettel az egri oligocénre. (Sur les couches oligocènes supérieures de la partie septentrionale de la Montagne Centrale de Hongrie, particulièrement sur l'Oligocène de Eger.) Koch emlékkönyv (Livre consacré à la mémoire de A. Koch) Budapest, 1912.
32. Telegdi-Roth, K.: Eine oberoligozäne Fauna aus Ungarn. Geol. Hung. I, 1914 (cum bibl.).
33. Vadász, E.: Kohlengeologische Studien aus Ungarn. Publ. Inst. Geol. Hung., 1940.

34. Vadász, E.: Magyarország földtana. (Géologie de la Hongrie) Budapest, 1953.
35. Zalányi, B.: Évaluation stratigraphique des faunes d'Ostracodes. Jahresber. Ung. Geol. Anst., 1953, II, 1955.

ПРОБЛЕМА ПАЛЕОГЕНОВО-НЕОГЕНОВОЙ ГРАНИЦЫ И ХАТТСКОГО И АКВИТАНСКОГО ЯРУСОВ

Э. СЁЧ

Резюме

В стратиграфии третичных отложений значительные трудности, продолжавшиеся почти сто лет, были вызваны тем, что Ш. Майер—Эймар отнес свой аквитанский ярус к миоцену, т. е. к неогену, в то время как Г. Бейрих отнес идентичные с ним в стратиграфическом отношении северо-германские образования к верхнему олигоцену, значит к палеогену.

Т. Фукс старался преодолеть эти трудности тем, что между рупельским и аквитанским ярусами в качестве самостоятельной новой стратиграфической единицы вставил т. н. «хаттский» ярус [10]. Типом т. н. «хаттского» яруса Т. Фукс отчасти считал отнесенный до тех пор к среднему олигоцену Ормойский песок, а отчасти и причисленные до тех пор к аквитанскому ярусу Кассельские, Добергские и Стернбергские образования, а также пектункулусовые пески и цереновые слои Венгрии, отнесенные до тех пор к аквитанскому ярусу, а одновременно и к верхнему олигоцену.

Однако введением «хаттского» яруса дискуссии по указанному вопросу не были закрыты. Неоднократно возник вопрос о стратиграфической тождественности аквитанского и т. н. «хаттского» ярусов, и два идентифицированные яруса были отнесены то к «верхнему олигоцену», то к нижнему миоцену.

По вопросам олигоценовой стратиграфии, хаттского и аквитанского ярусов, а также палеогеново-неогеновой границы стратиграфическая интерпретация венгерских месторождений в большой мере оказалась решающей и для зарубежной литературы. Стратиграфическая переоценка т. н. «хаттских» образований Венгрии дала противоположные существовавшим до сих пор взглядам результаты.

В венгерской стратиграфической литературе в течение последних десятилетий укоренилось понимание о едином «рупельско-хаттском» осадкообразовании [15]. Основанием этого служило то, что в т. н. «хаттских» образованиях также было выявлено наличие фораминиферовой песчаной глины, развитие которой местами напоминает развитие «кишцелльской глины» рупельского яруса. Однако указанный переход является лишь кажущимся, так как такой «переходной» толщи нет нигде, ни в обнажениях, ни в разрезах. «Хаттские» и рупельские осадки, отложившиеся один над другим, были вскрыты только в некоторых глубоких буреииях. В противоположность этому имеется несколько данных, а именно глубоких бурений и горных вскрытий, по которым отчасти над рупельской «кишцелльской глиной» не присутствовали т. н. «хаттские осадки», а отчасти под последними не встречалась рупельская «кишцелльская глина». Это значит, что палеогеографическое нахождение рупельских и т. н. «хаттских» образований было иным (см. рис. 1).

Между рупельскими и «хаттскими» образованиями Венгрии находится диастрофическая граница, перерыв осадкообразования (гельветская фаза; см. рис. 2). Т. н. «хаттские» образования Венгрии представляют собой не осадки «хаттской» регрессии, последовавшей за рупельской трансгрессией, а отложения новой, «аквитанской» трансгрессии. Строение толщи имеет все более трансгрессионный характер, внизу она слагается пресноводными и смешанноводными слоями («цереновые слои» с пластами бурого угля), выше — мелководными слоями («пектункулусовый песчаник») и на самом верху — отложениями более открытого моря (фораминиферовая песчаная глина). Указанная трансгрессионная толща встречается от г. Будапешт до средней части гор Баконь и распространяется примерно на 150 км. Рупельская «кишцелльская глина» под ней отсутствует. Об образовании, располагающемся в данной области и упомянутом в литературе в качестве кишцелльской глины, было выявлено, что оно относится к лютетскому и бартонскому ярусам.

На основании повторного фаунистического изучения «хаттских» образований было обнаружено, что они включают в себе аквитанские виды и не «олигоценовые» типы, как

думал Т. Фукс. Фаунистическая интерпретация подробнее излагается в французском тексте.

Таким образом образования т. н. «хаттского» яруса в Венгрии относятся к аквитанскому ярусу и палеогеново-неогеновая граница располагается между рупельским и аквитанским ярусами. Подобные соображения выдвинул уже К. Телегди-Рот [32], а также Л. Майзон [18].

Однако это же можно установить и о северогерманских типах «хаттского» яруса Т. Фукса. Ормойский песок в французской литературе причисляется к верхнерупельскому ярусу.

В области Средиземного моря и в Южной Франции к «хаттскому» ярусу причисляются даже образования, содержащие нуммулины. Они относятся еще к палеогену, однако на основании указанных объяснений применять для них наименование «хаттский» никак нельзя. Указанные образования относятся к верхней части рупельского яруса и стратиграфически идентичны с Ормойскими и Стеттинскими песками.

Разлагая «хаттский» ярус Т. Фукса на его первоначальные компоненты, они причисляются отчасти к рупельскому, а в преобладающей своей части к аквитанскому ярусу.

Таким образом «хаттский» ярус в европейском отношении также является синонимом аквитанского яруса. Ввиду того, что последний относится к нижнему миоцену, палеогеново-неогеновая граница в европейском отношении также располагается между рупельским и аквитанским ярусами.

Стратиграфическая параллелизация главнейших европейских нахождений изображена на французской сравнительной таблице.

THE MAGNETIC FIELD AND THE INTERNAL STRUCTURE OF THE EARTH

By

L. EGYED

GEOPHYSICAL INSTITUTE, UNIVERSITY L. EÖTVÖS, BUDAPEST

The problem of the source of earth-magnetism is closely linked with the structure of the Earth's interior. At the beginning the solution of this problem seemed to be more simple than in the light of our present-day knowledge. The iron-core Earth model suggested, as a very plausible explanation, that the source of the permanent part of the magnetic field lies within the iron mass of the Earth's core. Later investigations, however, have proved this theory to be untenable and theories more up-to-date but involving no less difficulties were introduced.

The most up-to-date theory, that of ELSASSER and BULLARD [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7] attributes the magnetic field of the Earth to convective currents existing in the outer fluid part of the Earth's core. This is a sort of dynamo theory, the driving forces being ascribed by the above authors primarily to thermal effects.

Let us consider now which are the facts that can be plainly stated and which are those that have to be explained without contradiction concerning the magnetic field of the Earth.

First we can state that, regarding its source, the magnetic field of the Earth can be divided into two parts: 1. the dipole part and the part showing secular variations, originating in the core of the Earth and 2. the part showing short-period variations, attributed to electrical currents flowing in the upper part of the atmosphere.

The theoretical explanation of the second part may be regarded as sufficiently proven and for this reason it is left out of consideration in the present paper.

The dipole part can be substituted by an eccentric magnetic dipole. If the latter is projected from the centre of the Earth upon its surface, the projected point comes to lie in the neighbourhood of the Mariana islands.

On the other hand, the distribution of secular variations is not uniform on the whole of the Earth's surface. If for a given moment the lines of equal variation are plotted on a map, we obtain a picture much resembling the meteorological maps. The isoporic centres shown by this map are unstable and exhibit a westerly drift on the surface of the Earth. The annual value of this westerly

drift amounts to about 0,2°, i. e. the foci return to the same position after a time interval of 1800 years.

A westerly drift of the same kind is shown by the intersection point of the agonic line with the Equator. Moreover, the drift of the dipole representing the magnetic field has also taken a westerly trend in the last 120 years, although it also showed a northerly deviation of a somewhat smaller degree. The minimum annual displacement of the dipole amounts to 0,31° and, consequently, the same position is reached after a shorter interval of 1100 years.

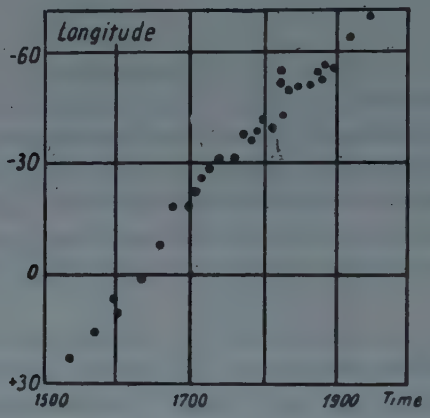

Fig. 1

Supposing the internal magnetic field is connected with the mass of the Earth's core, the westerly drift of the magnetic parameters observed on the surface necessarily implies a rearrangement of mass, namely the westerly drift of the core or part of it. The mass complex carrying the magnetic momentum represented by the isopores and by the non-dipole part of the field is displaced relative to the crust with a smaller velocity than the complex carrying the magnetic momentum of the dipole.

On investigating the observations concerning the time of rotation of the Earth it was found that part of its variations cannot be accounted for by phenomena observed on the surface. The unexplained part is shown in Fig. 3 together with the angular and radial velocity values of the excentric dipole. The trend of all these parameters exhibits a startling similarity. This fact, however, is a direct support to the idea that the variations of the magnetic field are connected with mass rearrangements and the variation of rotation time can readily be attributed to changes in momentum of inertia due to mass rearrangement processes [8].

The ELSASSER and BULLARD idea of explaining the origin of the magnetic field can be considered correct only with regard to one single point, namely that

the secular variation and the non-dipole part of the magnetic field is caused by convective currents located at the outer part of the core. The part of the theory seeking the source of the permanent magnetic field in the same phenomenon seems to be incorrect and so is the explanation of the currents in the outer core on the basis of temperature differences. The authors of this theory themselves regarded this explanation with a certain amount of reserve and have suggested this mechanism only as a possible one without trying to prove it [4, 7].

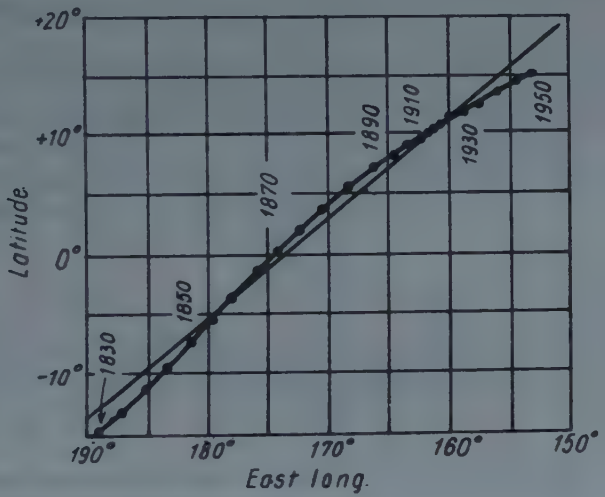

Fig. 2

The nearly constant magnetic momentum of the Earth postulates a connection with a mass complex of stable character. Nevertheless, the currents in the outer core cannot be ascribed to convection currents caused by temperature differences, for it has been possible to ascertain that the masses of the core possess a metallic conductivity, this fact being one of the basic point of the ELSASSER-BULLARD theory. In this case, however, metallic conduction of heat may be assumed and the temperature differences arising would be compensated before they could give rise to convective currents. Furthermore, this type of current would by no means explain a westerly drift of the field as suggested in the ELSASSER-BULLARD theory: on the contrary, the currents tend to secure a closer connection and synchronous rotation of the Earth shells.

In the last years author has traced the outlines of a new Earth model [9]. On the basis of this model it was possible to explain readily, in some instances quite simply, phenomena connected with the Earth that have long been regarded as mysterious; plausible explanations were obtained instead of rather forced ones even in the most difficult cases.

The essentials of this theory may be given as follows: disregarding the upper, more intensely differentiated part of the mantle, the internal structure of the Earth is built up of three different phases of an essentially homogeneous substance. The first phase corresponds to the state of the inner core, the second one to that of the outer core, whereas the final phase coincides with the part of the mantle lying beneath the REPETTI discontinuity surface. The first two phases

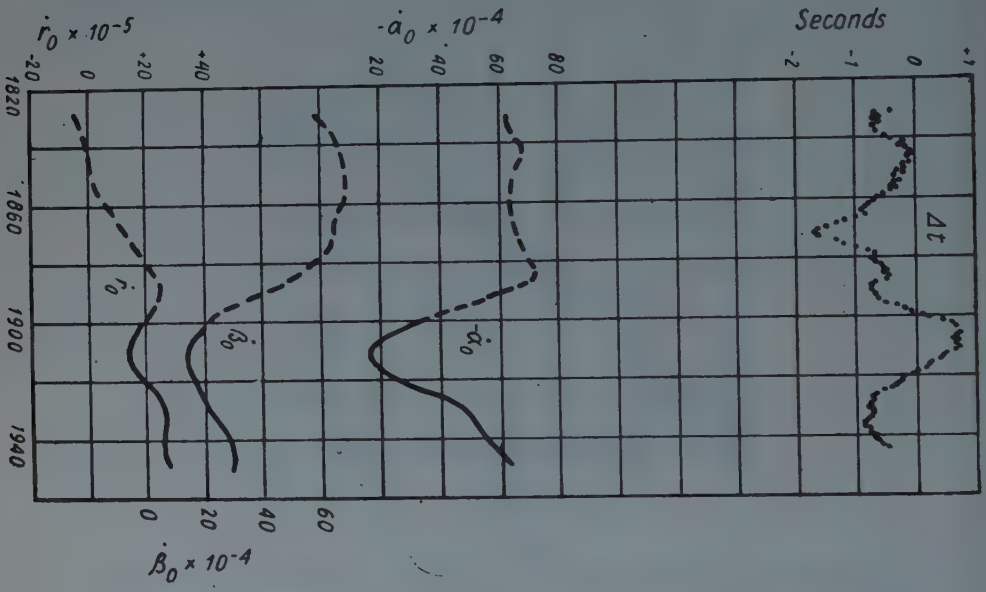

Fig. 3

may be regarded as being essentially ultra-high-pressure modifications of the substance of the mantle. A continuous and irreversible transition is considered to be going on from the first phase to the second and from the second to the third, resulting in a continuous increase of the volume of the Earth.

Now then, could this new Earth model not account for the constant part and the secular variations of the Earth's magnetic field? In the present paper an attempt is made to find a solution to this problem, emphasizing, however, that in some points further investigations are still necessary.

The constant part of the Earth's magnetic momentum can be attributed to the inner core of the Earth. The atomic nuclei of the inner core also possess a certain magnetic momentum.

Under the enormous pressures corresponding to the state of the inner core the distances between the atomic nuclei become as small as to allow an interaction of nuclear magnetic fields.

This interaction induces a certain degree of orientation between the particles. If the greater part of the mass is affected by this orientation, a finite magnetic momentum will result. The momentum thus produced being a resultant of the individual magnetic momenta of the nuclei, it is independent of the CURIE point and will be observable in spite of high temperature.

The impulse momentum of the atomic nuclei will also affect the process of orientation. The momentum resulting therefrom must be in some way related to the impulse momentum of the Earth as a whole. Consequently, the magnetic axis thus derived must lie necessarily in the vicinity of the mechanical axis of the Earth.

The qualitative and quantitative agreement of the magnetic field thus computed with the actual field of the Earth can be considered as a fact supporting the hypothesis outlined.

Regarding a magnet of the momentum M, the intensity of the terrestrial magnetic field at the North Pole is given by

$$E_p = \frac{2M}{R^3},$$

R being the radius of the Earth.

The magnetic momentum of nucleons is given by

$$M_n = \frac{e\hbar}{2 m_0 c} \mu_0 .$$

For a proton μ_0 equals 2,7896; for a neutron $-1{,}9103$; e is the elementary electric charge, $\hbar$ signifies $\frac{h}{2\pi}$, m_0 equals $1{,}6727 \cdot 10^{-24}$ g; finally, $c = 3 \cdot 10^{10}$ cm sec^{-1} is the velocity of light.

Supposing that all the nucleons of the Earth's inner core are arranged according to their momenta of impulse — i. e. that all the momenta are directed in the same sense — the resulting field intensity for $\mu_0 = 1$ would, at the North Pole, have the value

$$E_p^{\max} = \frac{2}{R^3} \cdot \frac{\frac{4\pi}{3} r^3 \cdot \sigma}{m_0} \cdot \frac{e\hbar}{2 m_0 c} \sim 3{,}4 \text{ gauss}$$

with $R = 6{,}37 \cdot 10^8$ cm (radius of the Earth),
$r = 1{,}27 \cdot 10^8$ cm (radius of the inner core),
$\sigma = 17{,}0$ g cm^{-3} (average density of the inner core according to JEFFREYS and BULLEN [7])
$e = 4{,}803 \cdot 10^{-10}$ $\text{cm}^{3/2}$ $\text{g}^{1/2}$ sec^{-1} (charge of the electron in electrostatic units) and
$\hbar = 1{,}05 \cdot 10^{-27}$.

Considering that — except the heavier elements — the atomic nuclei contain an approximately equal number of protons and neutrons and, further, that in case of an identical mechanical momentum the magnetic momentum of protons and neutrons bear opposite signs, the value of μ_0 may be substituted by the arithmetic mean of 2,7896 and — 1,9103 i. e. by 0,4421. On this basis the upper limit of field intensity for the poles becomes

$$E_p^{\max} = 1{,}5 \text{ gauss}.$$

This value may be regarded as an ideal upper limit of the effective depth field intensity of 0,7 gauss.

It is interesting to mention that, if an abundance ratio of 45 : 55 of protons versus neutrons is assumed for the atomic nuclei of the inner core, the field intensity at the North Pole drops to 0,7 gauss. Of course, the smaller value of the effective momentum may be partly due to a certain degree of thermal disorder.

It is similarly interesting and essential that the sense of the momentum computed above for the inner core also agrees with the sense of the momentum of the actual magnetic field if only the mechanical impulses of the nucleons are supposed to be directed in the same sense as that of the impulse momentum of the Earth. This means that the agreement stated also covers the sign of the momentum.

The dipole part of the magnetic field has been attributed above to the inner core of the Earth. The non-dipole part and the secular variations can be chiefly ascribed to the outer core. Therefore, the westerly drift of the magnetic field generated by these momenta has to be ascribed to a smaller angular velocity of the outer core and, similarly, the even greater westerly drift of the dipole field may be connected with a further decrease of angular velocity of the inner core.

It was shown in general, that the increase of the time of revolution may be written in the following form :

$$\mathrm{d}T = \frac{T}{2} \cdot \frac{\mathrm{d}\theta}{\theta}.$$

For the mantle this means, in case of a radius increase of ΔR, an increase of the time of revolution by

$$\mathrm{d}T = 2{,}68 \cdot 10^{-4} \cdot \Delta R \text{ sec/year}.$$

Assuming a constant overall density for the inner core, its momentum of inertia may be written as

$$\theta_{ic} = 0{,}4\, Mr^2.$$

In case of an increase of radius of Δr this value is subjected to an increase of

$$d\theta_{ic} = 2 \cdot 0{,}4\, Mr\, dr.$$

Consequently, the increase of rotation time becomes

$$dT_{ic} = T\frac{dr}{r} = 6{,}8 \cdot 10^{-4}\, \Delta r \text{ sec/year}.$$

This means that, if the radius increase of the Earth as a whole is assumed to be approximately identical with that of the inner core, then the increase in rotation time of the inner core will be more than twice that of the mantle. Hence a westerly drift of the inner core behind the mantle of the Earth.

According to the Earth model described the radius increase of the inner core is due to a transition from the first to the second phase going on evenly distributed in the whole of the inner core. The second-phase mass thus formed can, however, but very slowly migrate into the outer core, partly because of the solid-like consistence of the inner core and partly because of the very small values of gravitational force. Due to the difference in density the formation of second-phase mass results in a volume increase of the inner core whose annual radius increase may amount, according to a rough estimate, to 1,0 mm as compared with the annual increase rate of 0,5 mm for the whole radius of the Earth.

The westerly drift of the outer core with respect to the mantle is caused by the phase transition and volume increase of the inner core, taking place according to an equation of the form

$$dT = T\frac{d\varrho}{\varrho},$$

indicating that the increase of rotation time becomes smaller with increasing radius. On the other hand, because of the fluid-like behaviour of the outer core, the angular velocity of its outer part will be approximately identical with that of the mantle, whereas the angular velocity of its inner part will be near to that of the inner core. Considering a cross section of the Earth model proposed, the picture obtained is much the same as that of a cylinder rotating coaxially within a cylindrical container full of liquid. The current cycles produced thereby offer a ready explanation for the formation of isoporic foci, for the non-dipole part of the magnetic field, for the difference in velocity as well as for the westerly drift of this field. The greater value of the drift of the dipole field also becomes at once comprehensible.

The currents described exert a certain reactive force upon the inner core and, because of this, the location and momentum of inertia of the central mass

carrying the dipole field may change. This change may be observed in the constant part of the magnetic field as well as in the fluctuations of the angular velocity of the Earth.

SUMMARY

The paper presents a possible explanation for the dipole field of the Earth on the basis of the momentum of oriented nuclei in the inner core. Furthermore, it is shown that the cause of the westerly drift of the dipole field, isoporic foci and non-dipole field may be referred to the expanding of the mantle and core of the Earth, causing also currents in the outer core.

LITERATURE

1. Frenkel, J.: C. R. Acad. Sci. URSS., **49**, 98, 1945.
2. Elsasser, W. M.: Phys. Rev., **70**, 106, 202, 1946 ; Phys. Rev., **72**, 821, 1947.
3. Elsasser, W. M.: Rev. Modern Physics, **22**, 1, 1950.
4. Elsasser, W. M.: Trans. Amer. Geophys. Union, **31**, 454, 1950.
5. Bullard, E. C.: Mon. Not., R. Astr. Soc., Geophys. Suppl., **5**, 248, 1948.
6. Bullard, E. C.: Proc. R. Soc. London, A, **197**, 433, 1949 ; Proc. R. Soc. London, A, **199**, 413, 1949.
7. Bullard, E. C.: The Interior of the Earth (edit. G. P. Kuiper), 123—129, 1954.
8. Vestine, E. H.: J. Geophys. Res., **58**, 127—145, 1953.
9. Egyed, L.: Földtani Közlöny (Bull. Geol. Soc. Hungary), **85**, 277, 1955.
10. Egyed, L.: Acta Geologica Acad. Sci. Hung., Vol. IV, 43—83, 1956.

СВЯЗЬ ЗЕМНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ С ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРОЙ ЗЕМЛИ

Л. ЭДЬЕД

Резюме

Статья приводит одно из возможных объяснений постоянной части земного магнитного поля и возводит дипольное поле к ориентированным нуклеонам атомов внутреннего ядра.

С другой стороны, отставание к западу дипольного поля, фокусов изопор и недипольного поля автор объясняет увеличением объема оболочки и ядра, что одновременно вызывает потоки во внешнем ядре.

DEEP-REFLECTIONS IN THE ENVIRONMENT OF HAJDÚSZOBOSZLÓ, NORTH-EASTERN HUNGARY

By

J. Gálfi and L. Stegena

STATE GEOPHYSICAL SURVEY, BUDAPEST

In the study of the uppermost 100 kilometers of the Earth's crust the most significant results are due to seismology. The greatest achievement of seismological investigations carried out since the beginning of the century was the discovery of the Conrad discontinuity at a depth of about 15 to 30 kilometers and of the Mohorovičić discontinuity lying at the depth of 45 to 60 kilometers. The determination of these seismic surfaces with the aid of earthquakes is very complicated, for only the seismograms of near earthquakes ($\Delta \leq 1000$ kilometers) of appropriate energy may be used for this purpose. Moreover, time and location of the shocks being unknown, the results obtained are containing heavy sources of error.

Consequently, artificial shocks caused by explosions are of special importance. The first opportunity to register a shock of sufficient energy arose with the Oppau catastrophe in 1921 [1]. Since that time, seismical registrations, — connected partly with quarry blasts [2], partly with the blowing-up of military instalments of World War II (Heligoland, Haslach) [3, 4] and lately with explosions of the Atomic Bomb [5, 6] and other sorts of blastings, — on some 50 points of the Earth surface resulted in the successful investigation of the structure of the upper 50 to 100 kilometers of the crust.

While a number of determinations has been executed in Western Europe, no such results are known from the area extending East of the line Danemark [7], Blaubeuren [8] and West of the Caucasus [9] (Fig. 2). The filling of this vast gap in the shortest possible time is considered highly desirable. As already pointed out by Reinhardt [2], these investigations have both practical and scientific importance, lending a useful hand in the interpreting of magnetic, gravity and geothermal investigation results as well as in macrogeological research.

All of this work was based on the method of refraction shooting. Lately, the development of instrumental sets for seismic reflection prospecting has given the possibility of a relatively simple determination of the crustal structure in some points of the Earth surface. Up to this date three deep-reflection records of this type are known [10, 11, 12].

In Hungary the construction and manufacturing of seismic equipments have

reached a high stage of development. In the course of their experimental seismical work authors had the opportunity of using an unusually big quantity of explosives for a set of reflection shootings. Taking advantage of this opportunity an attempt was made to determine the depth of continental basement.

The experiment was carried out on May 31, 1955, 20 kilometers southwest of Debrecen, in the vicinity of the township Hajdúszoboszló. The seismic properties of the area were known from earlier seismical work. The Triassic limestone basement is overlain by a Tertiary sedimentary cover of 1,5 kilometer thickness. The cover has yielded a number of weak reflections. The only characteristic intense reflection of the area is the one returned at about 1,2 sec by the basement.

The layers near to the surface are very varied in seismological respect which presumably accounts for the broken character of the phase axes of the reflections.

The explosive material consisted of 437 kilograms of dynamite dumped into a single hole of 42 meters depth. The hole was previously enlarged by some smaller shots. The registration was carried out by three reflection-recording units ; all of them were products of the Factory of Geophysical Instruments in Budapest. The method used was identical with the standard reflection prospecting method, analogously to some experiments carried out abroad [10, 11, 12]. The total length of the spread amounted to 1800 meters, with seismometer spacings of 25 meters. The shot point was situated at one-third of the spread.

In the course of preliminary experiments it was already observed that the location points of the seismometers were of very different seismological behaviour, causing ample deviations between the different records.

The records of one of the three recording units have been discarded for technical reasons. In the remaining two sets of records the traces of a weak reflection were found as 7,5 sec, and of a more pronounced reflection at 8,6 sec. The record of the unit of the latest type : Sz. M. 26—53 is eminent. It is reproduced in Fig. 1.

The basement reflection at 1,2 sec is easily observable. In spite of its sharp and strong appearance, no reverberation is observed. This at once cancels the possibility of the later deep reflections being caused by reverberation. The phase-axis of the basement reflexion exhibits as much as two breaks, in the region of channels 13—14, and 19—20, respectively. As mentioned above, these breaks may be regarded as results of near-to-surface factors.

Of the deep reflections the one at 8,6 sec is conspicuous because of its intensity. It is not suitable for determining the average seismic velocity, partly because the effective length of spreed of 575 meters is too small for this purpose, partly because the phase-axis exhibits the same breaks as that of the basement reflection.

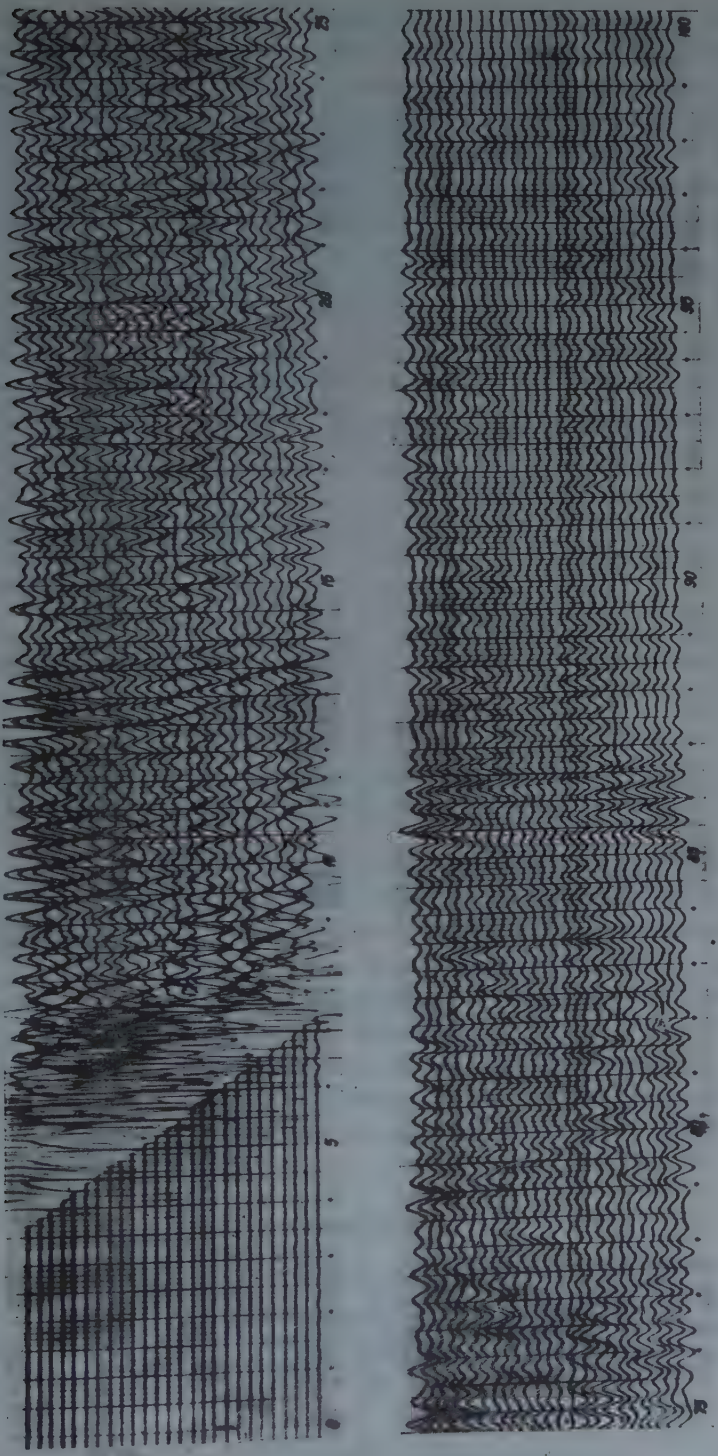

Fig. 1.

To determine the aproximate depth of the reflecting surface the data obtained in fairly good agreement at several European localities have been used. During previous work the average velocity of a Tertiary complex of 1,3 kilometers was found to be 2,2 km/sec. Beneath the Tertiary cover an overall velocity of 5,8 km/sec was assumed. The wave velocity for Triassic limestone was found to equal 5,1 km/sec during previous investigations. As this value does not significantly differ from the velocity of the granite-gabbroic layer and as the

Fig. 2. European localities at which the continental structure has been determined

thickness of the limestone does not exceed a few hundred meters, no special correction for the limestone layer was thought to be necessary.

Considering the described circumstances, the reflection occurring at 8,6 sec was generated by a reflecting surface at a depth of 22,7 kilometers. No other characteristic reflection was encountered, except the traces mentioned at 7,5 sec. All in all, our records exhibit only to a very small degree the characteristic double division of the Blaubeuren and Monolith shocks that made possible to assume the CONRAD and MOHOROVIČIĆ discontinuities. The analisis of this problem will be the topic of future investigations.

SUMMARY

An attempt has been made in the environs of the town Hajdúszoboszló, North Eastern Hungary, to determine the depth of the CONRAD and MOHOROVIČIĆ seismic surfaces by registering artificial blasts with the refraction seismic method.

The seismogram obtained exhibits reflection traces at 7,5 sec and a somewhat more marked reflection at 8,6 sec. Computations based on the average seismic velocity value for Europe and allowing for local corrections have yielded a depth of 22,7 kilometers for the reflection at 8,6 sec.

LITERATURE

1. Hecker, O.: Die Explosionskatastrophe von Oppau. Veröff. d. Hauptstat. f. Erdbebenforschung, Jena, **2**, 1922.
2. Reinhardt, H.: Steinbruchsprengungen zur Erforschung des tieferen Untergrundes. Freiberger Forschungshefte, C, **15**, 1954.
3. Bartels, J.: Wissenschaftliche Ergebnisse der geophysikalischen Beobachtungen der Sprengung auf Helgoland. Geol. Jahrbuch, **64**, 1950.
4. Förtsch, O.: Analyse der seismischen Registrierungen der Grosssprengung bei Haslach im Schwarzwald am 28. April 1948. Geol. Jahrbuch, **66**, 1952.
5. Gutenberg, B.: Interpretation of Records Obtained from the New Mexico Atomic Bomb Test, July 16, 1945. Bull. Seismol. Soc. Amer., **36**, 4, 1946.
6. Gutenberg, B.—Richter, C. F.: Seismic Waves from Atomic Bomb Tests. Trans. Amer. Geoph. Union, **27**, VI, 1946.
7. Lehmann, I.: On Two Explosions in Danish Waters in the Autumn of 1946. Geofisica pura e appl., XII, 1948.
8. Reich, H.: Über seismische Beobachtungen der PRAKLA von Reflexionen aus grossen Tiefen bei den grossen Steinbuchsprengungen in Blaubeuren am 4. März und am 10. Mai 1952. Geol. Jahrbuch, **68**, 1953.
9. Tvaltadze, G.: Строение земной коры в верхней Картли. Soobscsenija Akad. Nauk Grusinskoi SSR **9**, 8, 1950.
10. Junger, A.: Deep basement reflections in Big Horn Country, Montana. Geophysics, **16**, 1951.
11. Reich, H.: Über reflexionsseismische Beobachtungen der PRAKLA ..... Bulletin d'Information de l'UGGI. **2**, 2, 1953.
12. Shor, G. G., Jr.: Deep reflections from southern California blasts. Trans. Amer. Geoph. Union, **36**, 1, 1955.

ОТРАЖЕНИЯ БОЛЬШОЙ ГЛУБИНЫ В РАЙОНЕ Г. ХАЙДУСОБОСЛО

Й. ГАЛЬФИ и Л. ШТЕГЕНА

Резюме

В северовосточной части Венгрии, вблизи г. Хайдусобосло были проведены опыты с целью определить рефлексионно-сейсмическим путем сейсмические пограничные поверхности Конрада и Мохоровичича при помощи искусственных взрывов.

При 7,5 сек на сейсмограмме появились следы отражений, а при 8,6 сек — более определенное отражение. Считаясь с действительными для Европы скоростями и принимая во внимание местные поправки, авторы установили, что отражение при 8,6 сек соответствует глубине в 22,7 км.

A kiadásért felel az Akadémiai Kiadó igazgatója
Műszaki felelős: Farkas Sándor
A kézirat beérkezett: 1956. III. 9. — Terjedelem: 10 (A/5) ív, 20 ábra, 2 melléklet

The *Acta Geologica* publish papers on geological and relative subjects in English, German, French and Russian.

The *Acta Geologica* appear in parts of various size, making up one volume yearly.

Manuscripts should be addressed to:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

Correspondence with the editors and publishers should be sent to the same address.

The rate of subscription to the *Acta Geologica* is 110 forints a volume. Orders may be placed with "Kultúra" Foreign Trade Company for Books and Newspapers (Budapest, I., Fő utca 32. Account No 43-790-057-181) or with representatives abroad.

Les *Acta Geologica* paraissent en francais, allemand, anglais et russe et publient des travaux du domaine des sciences géologiques.

Les *Acta Geologica* sont publiés sous forme de fascicules qui seront réunis en un volume par an.

On est prié d'envoyer les manuscrits destinés à la rédaction à l'adresse suivante:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

Toute correspondance doit être envoyée à cette même adresse.

Le prix de l'abonnement annuel est 110 forints.

On peut s'abonner á l'Entreprise du Commerce Extérieur de Livres et Journaux »Kultúra« Budapest, I., Fő utca 32. Compte-courant No. 43-790-057-181) ou à l'étranger chez tous les représentants ou dépositaires.

«*Acta Geologica*» публикует научные статьи из области геологических наук на русском, немецком английском и французском языках.

«*Acta Geologica*» выходит отдельными выпусками разного объема. Несколько выпусков составляют ежегодно один том.

Предназначенные для публикации рукописи следует направлять по адресу:

Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.

По этому же адресу направлять всякую корреспонденцию для редакции и администрации.

Подписная цена «*Acta Geologica*» — 110 форинтов за том. Заказы принимает предприятие по внешней торговле книг и газет «Kultúra» (Budapest I., Fő utca 32. Текущий счет № 43-790-057-181) или заграничные представительства и уполномоченные.

INDEX

GEOCHEMIA

Czike, K.—Fodor, J.: Study of the Deuterium Content of Natural Inland Waters and Vegetable Saps. — Изучение содержания дейтерия в естественных водах Венгрии и в растительных соках 131

GEOLOGIA – PETROGRAPHIA

Strausz, L.: La représentation de la sédimentation, du faciès bathymétrique et du mouvement tectonique sur la même coupe. — Изображение осадкообразования, батиметрической фации и тектонического движения на одном и том же разрезе 143

Szádeczky-Kardoss, E.: On the Determination of Swamp Zones in Coal Deposits. — Об определении болотных зон в пластах угля 157

Vadász, E.: Bauxite et terra rossa. — Боксит и терра росса 175

STRATIGRAPHIA – PALAEONTOLOGIA

Csepreghy-Meznerics, I.: Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. — Стратиграфическое подразделение миоцена Венгрии на основании новейших фаунистических исследований .. 183

Szőts, E.: Les problèmes de la limite entre le Paléogène et le Néogène et des étages chattien et aquitanien. — Проблема палеогеново-неогеновой границы и хаттского и аквитанского ярусов 209

GEOPHYSICA

Egyed, L.: The Magnetic Field and the Internal Structure of the Earth. — Связь земного магнитного поля с внутренней структурой Земли 221

Gálfi, J.—Stegena, L.: Deep-Reflections in the Environment of Hajdúszoboszló, North-Eastern Hungary. — Отражения большой глубины в районе г. Хайдусобосло 229

Reprinted by arrangement with the publishers
„KULTURA" Hungarian Trading Company
for Books and Newspapers
Budapest, POB. 149.
Hungary